

THESE

Présentée par

Vincent Viel

et soutenue publiquement le 11 décembre 2012

en vue de l'obtention du

DOCTORAT de L'UNIVERSITE DE CAEN BASSE-NORMANDIE

Spécialité : Géographie physique, humaine, économique et régionale

(Arrêté du 7 août 2006)

Analyse spatiale et temporelle des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes normands

Exemple du bassin versant de la Seulles

Membres du jury

M. Gilles Arnaud-Fassetta
M. Benoit Laignel
Mme Marie-Françoise André
Mme Catherine Grimaldi
M. Laurent Lespez
M. Daniel Delahaye

Professeur des Universités, Université Paris 7 - Diderot (Rapporteur)
Professeur des Universités, Université de Rouen (Rapporteur)
Professeur des Universités, Université Clermont 2 (Examinatrice)
Chargée de recherche - HDR, INRA - UMR SAS - Rennes (Examinatrice)
Maître de Conférences - HDR, Université de Caen Basse-Normandie (Examinateur)
Professeur des Universités, Université de Caen Basse-Normandie (Directeur de thèse)

THESE

Présentée par

Vincent Viel

et soutenue publiquement le 11 décembre 2012

en vue de l'obtention du

DOCTORAT de L'UNIVERSITE DE CAEN BASSE-NORMANDIE

Spécialité : Géographie physique, humaine, économique et régionale

(Arrêté du 7 août 2006)

Analyse spatiale et temporelle des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes normands

Exemple du bassin versant de la Seulles

Membres du jury

M. Gilles Arnaud-Fassetta

M. Benoit Laignel

Mme Marie-Françoise André

Mme Catherine Grimaldi

M. Laurent Lespez

M. Daniel Delahaye

Professeur des Universités, Université Paris 7 - Diderot (Rapporteur)

Professeur des Universités, Université de Rouen (Rapporteur)

Professeur des Universités, Université Clermont 2 (Examinatrice)

Chargée de recherche - HDR, INRA - UMR SAS - Rennes (Examinatrice)

Maître de Conférences - HDR, Université de Caen Basse-Normandie (Examinateur)

Professeur des Universités, Université de Caen Basse-Normandie (Directeur de thèse)

Sommaire

Remerciements	p 3
Introduction générale	p 5
Partie I :	
Contexte scientifique et présentation de la zone d'étude	p 15
Chapitre 1 : Contexte scientifique et objectifs de la recherche	p 17
Chapitre 2 : Choix et présentation du secteur d'étude	p 43
Partie II	
Dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires dans le cours d'eau	p 65
Chapitre 3 : Métrologie des transferts sédimentaires	p 67
Chapitre 4 : Quantification et temporalités des transferts sédimentaires	p 91
Chapitre 5 : Dynamiques amont / aval des transferts sédimentaires	p 122
Partie III	
Détermination de l'origine des sédiments dans le bassin versant	p 157
Chapitre 6 : Evaluation de la contribution des versants	p 159
Chapitre 7 : Evaluation de la contribution des stocks de fonds de vallées	p 203
Chapitre 8 : Le budget sédimentaire comme outil d'identification des principales sources en sédiments dans le bassin versant de la Seulles	p 241
Partie IV	
Mise en perspective temporelle des transferts sédimentaires actuels	p 267
Chapitre 9 : Identification des dynamiques sédimentaires Holocène du bassin versant de la Seulles	p 269
Chapitre 10 : Le devenir des transferts sédimentaires : éléments de prospective	p 311
Conclusion générale	p 329
Références bibliographiques	p 339
Liste des figures	p 357
Table des matières	p 365

Remerciements

Ce mémoire vient conclure cinq années de recherche au laboratoire LETG – Caen – GEOPHEN (GEOgraphie Physique et ENvironnement). Il constitue l'aboutissement d'un travail de thèse. Il clôture également plusieurs années de découvertes, de rencontres, mais aussi de construction scientifique et personnelle qui m'auront mené de la Picardie au fin fond du bocage normand, en passant par les bords de la Yarra river ou les eaux chaudes de Wondo Genet.

Même si elle ne représente qu'une étape symbolique dans la vie d'un chercheur, la thèse n'en reste pas moins une aventure dans laquelle il est parfois difficile de plonger. Je voudrais donc commencer par remercier chaleureusement mon directeur de thèse **Daniel Delahaye**. Merci de m'avoir incité, encouragé et peut-être même un peu poussé à tenter l'expérience. Il s'en est fallu de peu, mais je ne l'ai jamais regretté ! Merci également pour ta disponibilité et tes conseils tout au long de ces cinq dernières années.

Je souhaite remercier **Gilles Arnaud-Fassetta**, Professeur à l'Université Paris 7 Diderot, et **Benoît Laignel**, Professeur à l'Université de Rouen, d'avoir accepté d'être rapporteurs de ce travail. Je voudrais ensuite remercier **Catherine Grimaldi**, Chargée de recherche à l'INRA de Rennes (UMR SAS) d'avoir accepté de juger cette thèse. Merci pour ses conseils avisés et ses encouragements tout au long du programme CLIMASTER, ainsi qu'en fin de thèse. Je remercie également **Marie-Françoise André**, Professeure à l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand et à **Laurent Lespez**, Maître de conférence HDR à l'Université de Caen Basse-Normandie, d'avoir accepté de juger ce travail.

Mettre en place un observatoire des hydrosystèmes normands demande des investissements importants. Merci à la région Basse-Normandie d'avoir accepté de financer mon travail durant les 3 ans d'allocation de thèse. Merci également au CPER GR2TC (Gestion des Ressources, Risques et Technologie du domaine Côtier) et au programme CLIMASTER du PSDR Grand Ouest (Pour et Sur le Développement Régional) d'avoir permis le financement de l'ensemble du matériel et des analyses nécessaires à la réalisation de ces travaux. L'ensemble de ces moyens m'a permis de réaliser cette thèse dans des conditions que bien des doctorants envieraient probablement.

Au cours de ces cinq dernières années, j'ai été accueilli au laboratoire LETG Caen – GEOPHEN. Merci à l'ensemble de ses membres et plus généralement à ceux de l'UMR LETG. Merci à ses directeurs successifs **Daniel Delahaye** et **Olivier Maquaire**. Un merci plus particulier à **Laurent Lespez** pour l'ensemble de ses conseils tout au long de la thèse. Ton enthousiasme scientifique de chaque instant est vraiment un facteur motivant lorsque l'on est jeune chercheur. Tes remarques ont toujours été très justes, même si je ne l'ai parfois compris que bien plus tard ! Merci à **Anne-Julia Rollet** (et **Simon**) pour ses conseils au cours de la thèse et pour ses nombreux coups de main sur le terrain, dans la joie et la bonne humeur qui la caractérisent ! Merci également à **Jean-Michel Cador** de m'avoir consacré du temps quand est venu le moment des relectures. Merci à **Patrick le Gouée** qui, avec Daniel, a contribué dès le Master 1 à m'initier aux problématiques d'érosion des sols et de transferts sédimentaires, thématiques qui aujourd'hui me sont chères. Je ne saurais évidemment oublier **Robert Davidson**, véritable

Pierre angulaire du laboratoire, et garant de l'ambiance de la salle des doctorants. Merci pour le temps que tu m'as consacré sur le terrain tout au long de la thèse.

La thèse m'a également permis d'enseigner durant 5 ans. Merci à l'ensemble des membres de l'UFR de Géographie de l'Université de Caen-Basse-Normandie, à **Stéphane Costa**, Directeur jusqu'en 2012, et **Jean Michel Cador** et **Philippe Madeline** de m'en avoir donné l'opportunité durant trois années de monitorat. Merci à l'ensemble du personnel administratif de l'UFR, en particulier **Françoise Clouet**, **Béatrice Frilley** (ah, les ordres de mission ...), **Blandine Parey** (merci pour les relectures), **Nicolas Blanpain** et **Chantal Treangle**.

Merci également à **Gilles Arnaud-Fassetta** pour sa confiance lors des deux années d'ATER effectuées à l'Université de Paris Est Créteil. Merci à l'ensemble des membres du Département, plus particulièrement à **Stéphane Cordier** pour son accueil chaleureux dans le monde de la géographie physique et environnementale cristolienne ! Merci également à **Florence Salit**, **Mathias Boun Heng**, **Noémie Rapegno** et **Brigitte Tremblay**, fidèles collègues de ces deux années parisiennes.

Que les étudiants de Master 1, ou de Master 2 AGIRE, qui ont participé de près ou de loin à ce travail, trouvent ici mes plus sincères remerciements. Merci notamment à **Eric Lebreillec**, **Camille Szanto**, **Anne-Juliette Guichet**, **Lucie Grould**, **Raphaël Gouill**, **Carole David** et **Gwenola Kerloc'h**, **Audric Durand** et **Florent Curutchet**.

Le caractère convivial de la salle des doctorants a également beaucoup aidé à l'aboutissement de ce travail. Merci à chacun des acteurs de cette joyeuse ambiance : **Yann**, **Johnny**, **Max**, **Marie-Anne**, **Elise**, **Philippe**, **Seb**, **Candide** (à quand le prochain concert ?), **Aline** et **Mathieu** (toujours prêts à faire un break en bas du Gaillon !), **Romain**, le chasseur de ruissellement, **Pauline**, **Augustin**, **Guillaume**, **Arthur** et **Thibaut**. Merci également à tous ceux qui, à un moment donné, ont accepté de m'accompagner sur le terrain.

Je ne saurais oublier mes amis qui ont probablement tous subi mes longs monologues sur l'intérêt d'une approche systémique en Géographie, sur le caractère complexe des hydrosystèmes normands ou sur l'importance des hystérésis antihoraires pour la compréhension des dynamiques sédimentaires internes aux têtes de bassins. Merci donc à **Benjamin** (et sa petite sœur !), **Mathieu**, **Laurent**, **Thomas**, **Isabelle**, **Nathalie**, **Etienne**, **Laure**, **Dorothée**, **Elodie** et **Elise**. Merci à **Guy** pour les soirées conviviales depuis mon arrivée à Caen il y a déjà 10 ans et à **Geneviève** qui avait toujours une petite pensée pour moi.

Enfin, je ne saurais terminer sans exprimer toute ma gratitude à ma famille. Merci à **mes parents**, **François**, **Etienne** et **Flavien** pour leur soutien de chaque jour. Merci à **la dame au bob** d'avoir accepté la longue et harassante mission de relire l'ensemble de la thèse !

Introduction générale

◆ *Contexte de recherche*

La Directive Cadre sur l'Eau (DCE) a défini en 2000 des objectifs en terme d'état écologique des cours d'eau. Transposée en droit français en 2004, elle est progressivement mise en place dans le cadre de la Loi sur l'Eau et les Milieux Aquatiques (dite LEMA) en 2006. Cette loi a permis de mettre en œuvre « un programme ambitieux de restauration morphologique des cours d'eau » (Adam et al, 2007) visant à atteindre le bon état écologique des masses d'eau pour 2015. Parmi l'ensemble des dysfonctionnements constatés, le problème de la dégradation de la qualité physico-chimique des eaux de surface par les transferts sédimentaires est clairement posé.

Dans l'ouest de la France, les enjeux induits par les transferts sédimentaires sont très divers et peuvent être identifiés à différentes échelles spatiales. Ainsi, à l'échelle de la parcelle agricole, de nombreuses études ont mis en évidence des dynamiques érosives liées à la circulation du ruissellement sur les versants (Mérot, 1978 ; Auzet 1987b ; Papy et Douyer, 1988 ; Cerdan, 2001 ; Delahaye, 1992 ; Delahaye, 2002 ; Le Gouée, 2004). Ces processus, parfois peu visibles, sont aujourd'hui responsables de pertes en sols importantes qui conduisent à une fragilisation du potentiel agronomique des ressources pédologiques.

Lorsque le ruissellement se concentre et circule sur les versants, les processus d'ablation deviennent plus marqués et sont responsables de pertes en terres élevées. De plus, les processus de ruissellement peuvent parfois prendre des formes exacerbées lors des longues pluies d'hiver et des orages printaniers ou estivaux. Ils conduisent alors à la formation de « coulées de boue » ou de « crues turbides » qui représentent la forme la plus dangereuse des inondations rencontrées dans le nord-ouest de la France (Papy et Douyer, 1991 ; Ludwig, 1992 ; Auzet et al, 1995 ; Le Bissonnais, 2002 ; Delahaye, 2002 ; Douvinet, 2008). Elles engendrent des coûts matériels et humains particulièrement élevés. A titre d'exemple, les inondations de Saint-Martin-de-Boscherville et de la Vaupallière le 16 Juin 1997 ont fait 3 victimes et 1,5 millions d'euros de dommages matériels.

Enfin, les transferts sédimentaires dans les cours d'eau s'avèrent parfois catastrophiques pour les écosystèmes continentaux et aquatiques, pour la biodiversité ainsi que pour les populations lorsqu'ils s'accompagnent de transferts de polluants, d'inondations ou de pollutions. Les sédiments, en effet, peuvent être des vecteurs de polluants d'origine agricole qui, une fois connectés au cours d'eau, provoquent une altération de la qualité physico-chimique des eaux. Le dépôt des sédiments dans le chenal du cours d'eau peut aussi être à l'origine du colmatage des frayères et de la dégradation de la qualité des zones humides et continentales (atterrissement et eutrophisation). A l'exutoire, les transferts sédimentaires provoquent parfois l'envasement des estuaires, ce qui pose des problèmes de gestion lorsque des activités portuaires y sont développées. La quantification et la caractérisation des transferts hydro-sédimentaires constituent donc aujourd'hui des enjeux majeurs pour la gestion des milieux et de leurs ressources naturelles.

Ces problématiques de gestion ont mis en évidence l'importance de questions fondamentales dans la mesure où les dynamiques spatiales et temporelles de ces transferts restent peu étudiées dans les cours d'eau de faible énergie de l'ouest de la France. En effet, de nombreuses études se sont attachées à décrire les dynamiques sédimentaires des cours d'eau à forte énergie en domaine montagnard, piémontais ou méditerranéen, ainsi que dans les grands systèmes fluviaux

français (Descroix, 1994 ; Pont et al, 2002 ; Scäfer et al, 2002 ; Coynel et al, 2003 ; Esteves and Ludwig, 2003 ; Meybeck, 2003 ; Capanni, 2011). A l'inverse, les dynamiques spatiales et temporelles des flux de sédiments restent aujourd'hui peu documentées dans les cours d'eau d'échelle intermédiaire (d'ordre 2 à 5 dont le bassin est inférieur à 1 000 km²) et de faible énergie (< 15W/m²). Les dynamiques sédimentaires internes à ce type de cours d'eau (qui représentent une superficie non négligeable du territoire français), sont en effet plus difficiles à appréhender du fait de la finesse et de la lenteur des processus qui les animent. Il est souvent nécessaire de développer ou d'adapter des méthodologies différentes de celles utilisées classiquement pour les systèmes de plus forte énergie. Les petits cours d'eau « ordinaires » du nord-ouest de la France ont longtemps constitué un angle mort des recherches menées sur les hydrosystèmes français.

Ainsi, à l'heure où l'on s'interroge sur les modalités de gestion des masses d'eau et des bassins versants, il nous a paru intéressant de mener une étude centrée sur les cours d'eau « ordinaires » de l'ouest de la France, et aider ainsi à alimenter le débat sur les modalités de gestion de ce type d'hydrosystème. Cette étude pourrait alors contribuer à orienter les modalités de gestion en fonction des questions et enjeux associés à ce type de système.

◆ **Définition d'une problématique de recherche**

Les études menées jusqu'à présent sur les cours d'eau de faible énergie dans l'ouest de la France ont permis d'acquérir différents types de connaissances sur les dynamiques sédimentaires.

- **A l'échelle de la parcelle agricole** (fig.1A), de nombreuses études se sont attachées à évaluer la sensibilité des sols à l'érosion (Le Bissonnais, 2002 ; Le Gouée, 2010 ; Colmar et al, 2010) puis à quantifier les volumes de sédiments érodés au sein des parcelles agricoles (Auzet, 1987b ; Papy et Boiffin, 1988 ; Delahaye, 1992).
- **A l'échelle des blocs cultureux** (fig.1B), d'autres travaux ont cherché à comprendre les dynamiques spatiales du ruissellement sur les versants (Mérot, 1978 ; Mérot et al, 1999 ; Lecomte, 1999 ; Cerdan, 2001 ; Delahaye, 2002 ; Bocher, 2005), et les facteurs responsables de la circulation. Ces travaux ont permis de déterminer les conditions de déclenchement des « crues turbides » et des « coulées de boue » (Papy et Douyer, 1988 ; 1991) et d'identifier les bassins versants les plus sensibles (Delahaye, 2002 ; Douvinet, 2008).
- **A l'échelle du bassin versant** (fig.1C), des suivis de flux de MES ont été réalisés aux exutoires de certains bassins. Ils ont permis de quantifier les flux sédimentaires à l'échelle globale du bassin versant (Jauffret et Verargue, 1986 ; Sogon, 1999 ; Butaeye, 2001 ; Massei, 2001 ; Meybeck, 2003 ; Laignel et al, 2006 ; Lefrançois, 2007 ; Vongvixay, 2012).

En revanche, **il est encore difficile aujourd'hui d'établir clairement des liens de cause à effet entre l'observation de processus d'érosion dans les parcelles agricoles et la présence de transferts sédimentaires dans les cours d'eau** car des dépôts intermédiaires peuvent se produire sur les versants ou dans les fonds de vallées. Les dynamiques associées aux transferts sédimentaires dans un bassin versant ne sont donc pas linéaires d'une échelle d'observation à une autre et **les modalités de transferts d'échelles des flux sédimentaires, entre la parcelle agricole et le bassin versant, restent difficiles à déterminer.**

A cette complexité spatiale **s'ajoute une complexité d'ordre temporel**. Les processus d'érosion, de transport et de dépôt au sein du système fluvial se réalisent selon des **seuils et des fréquences parfois très différents**. En effet, si les stocks sédimentaires situés dans les chenaux sont susceptibles d'être remobilisés dès la crue suivante, le produit de l'érosion des sols déposé dans la plaine alluviale ou dans les vallons secs n'est généralement remobilisé qu'à l'issue de périodes bien plus longues. Les flux de sédiments qui animent aujourd'hui les cours d'eau ne sont donc pas uniquement dépendants des processus érosifs actuels, mais peuvent être influencés également par **la présence de stocks hérités**, issus de processus d'érosion anciens et restés stockés sur les versants ou dans les fonds de vallées. Les dynamiques sédimentaires internes aux bassins versants sont donc complexes.

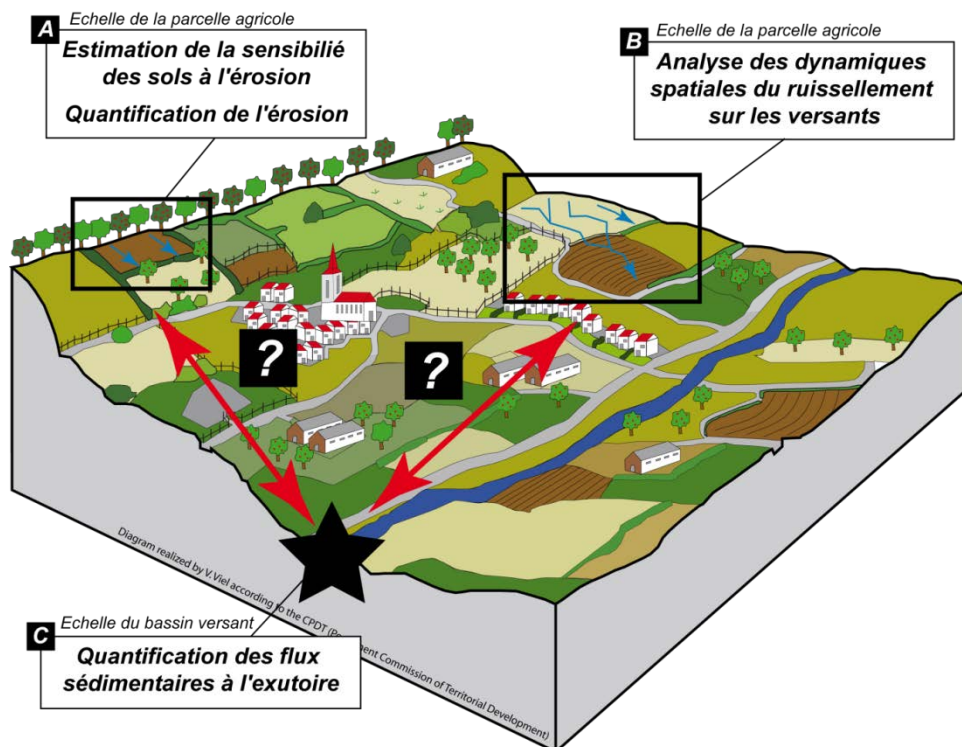


Figure 1 : Enjeux et objectifs de la recherche.

C'est pourquoi, pour aller au-delà du fonctionnement en boîte noire du bassin versant, notre recherche a un double objectif : identifier l'origine des sédiments dans le bassin versant et comprendre le rôle de l'emboîtement des échelles sur l'organisation spatiale et temporelle des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes normands.

Pour répondre à ces objectifs, nous mènerons une réflexion autour de **4 questions principales** :

- **Les transferts sédimentaires sur les versants contribuent-ils à la charge solide du cours d'eau ?** Pour répondre à cette question, il sera nécessaire de localiser les surfaces sensibles à l'érosion et au ruissellement sur les versants et d'analyser les modes de transfert des écoulements de surface entre les parcelles agricoles et le cours d'eau.
- **Observe-t-on une production sédimentaire interne aux fonds de vallées ?** Nous chercherons alors à savoir s'il existe un stock sédimentaire dans la plaine alluviale des cours

d'eau et à en identifier son fonctionnement actuel en termes d'alimentation et de purge. Afin de donner une profondeur temporelle à la réflexion, nous tenterons de comprendre comment et quand les dépôts de fonds de vallées se sont constitués.

- **Quelles sont les dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires ?**
Nous nous intéresserons ici aux volumes de sédiments exportés de bassins versants de différentes tailles. Les seuils et la fréquence des transferts sédimentaires dans les cours d'eau, analysés à différentes échelles spatiales et temporelles, seront également discutés. Nous chercherons enfin à identifier une éventuelle saisonnalité de ces flux, comme cela a pu être réalisé dans d'autres bassins versants de l'ouest de l'Europe (Lefrançois, 2007 ; Rodriguez Blanco et al, 2010).
- **Comment gérer les problématiques de transferts sédimentaires dans les bassins versants ?** Il sera question ici de remobiliser les résultats acquis lors de ce travail pour discuter des modalités de gestion actuelle des hydrosystèmes de faible énergie, notamment dans un contexte où ces modalités sont amenées à évoluer suite à la mise en place de la DCE et de la LEMA.

◆ ***Orientations méthodologiques et choix de la zone d'étude***

Pour établir les liens entre les différents sous-systèmes sédimentaires internes à un bassin versant, il est nécessaire d'acquérir des informations qualitatives et quantitatives sur les processus qui animent chacun de ces sous-systèmes. Pour cela, **il est nécessaire d'adopter une démarche systémique menée à différentes échelles spatiales et temporelles**, ce qui n'a que rarement été fait jusqu'à présent dans des cours d'eau de faible énergie du nord-ouest de la France. Cette problématique apparaît pourtant aujourd'hui essentielle, à l'heure où d'importants travaux de restauration de la qualité écologique des cours d'eau sont mis en place en vue de l'application de la DCE et de la LEMA. Cette approche systémique a pour objectif d'acquérir une **compréhension globale, à différentes échelles dans le bassin versant, des dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires et de l'origine des sédiments**. L'objectif n'est donc pas ici d'effectuer une étude très détaillée des entrées sédimentaires, mais davantage d'avoir un ordre d'idée des contributions respectives des sources dans le bassin versant.

Pour mener cette approche systémique, il sera nécessaire de créer une synergie autour d'un même site atelier au sein duquel chacune des composantes de l'hydrosystème pourra être analysée. Pour cela, le laboratoire LETG Caen – GEOPHEN (GEOgraphie PHYSique et ENvironnement) souhaite mettre en place un observatoire des hydrosystèmes normands, région qui, par sa position d'interface entre les formations sédimentaires du Bassin Parisien et les formations schisteuses et granitiques du Massif Armoricaire, présente une diversité de fonctionnements hydro-sédimentaires représentative des hydrosystèmes de l'ouest de la France. **La mise en place de cet observatoire sera la toute première tâche réalisée au cours de cette thèse.** Elle constituera un préalable à toute réflexion sur les dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes normands. Cette première étape consistera tout d'abord à choisir un bassin versant représentatif de la diversité des hydrosystèmes régionaux, afin de mesurer la variabilité des réponses sédimentaires dans des contextes géologiques, pédologiques, géomorphologiques et paysagers différents. Elle aura également pour objectif de définir les méthodes adaptées à la métrologie des transferts sédimentaires dans les cours d'eau de faible énergie, d'identifier les sites de suivi des flux

sédimentaires et des sources en sédiments dans le bassin, et enfin, d'assurer la mise en place du réseau et son suivi au cours de la période de mesure.

Cet observatoire s'appuie sur le suivi du bassin versant de la Seulles, situé dans le Calvados (fig.2). Ce bassin versant, localisé à l'ouest de l'agglomération caennaise et d'une superficie de 430 km², est positionné sur la terminaison orientale du Massif Armoricaire dans sa partie amont et sur les formations sédimentaires de la Plaine de Caen dans sa partie aval. Sa position de contact entre ces deux unités morpho-structurales est à l'origine d'une diversité géomorphologique, pédologique et paysagère qui fait de la Seulles un bassin versant représentatif des hydrosystèmes observés en Basse Normandie.

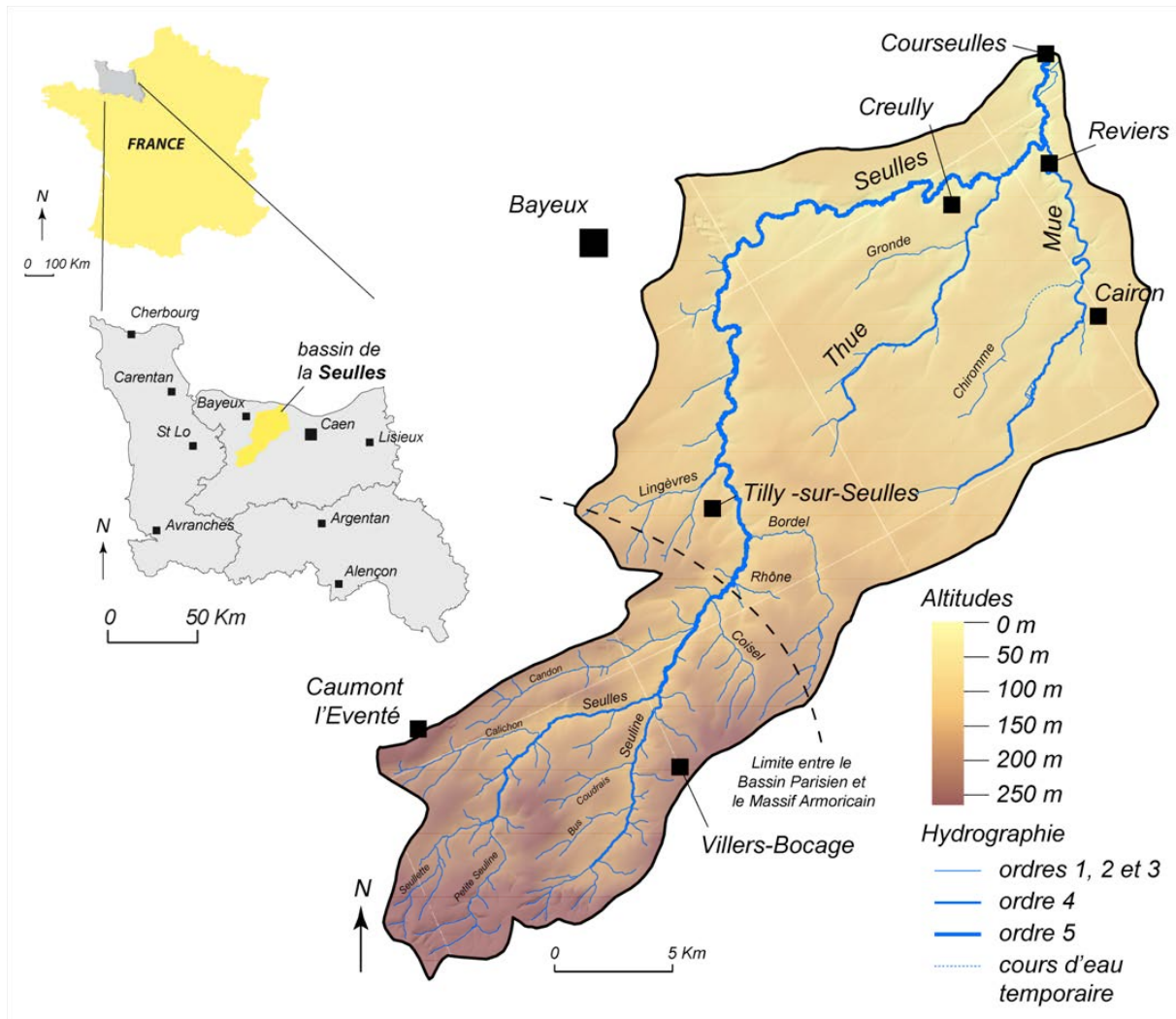


Figure 2 : Carte de localisation du bassin versant de la zone d'étude.

Afin de **comprendre les dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires** dans le bassin versant de la Seulles ainsi que les seuils et les temporalités qui les caractérisent, nous mettons en place un **réseau de suivi à haute fréquence des flux de MES**. Il permettra d'observer en continu les transferts sédimentaires à différentes échelles spatiales (sous-bassins, bassin versant global), dans différents contextes lithologiques (Massif Armoricaire et bassin sédimentaire), et à différentes échelles temporelles (la crue, la saison, l'année et l'Holocène). La création de ce réseau a été facilitée par l'intégration du projet de recherche dans le Contrat de Plan

Etat Région (CPER) Gestion des Ressources, Risques Technologiques en domaine Côtier (GR2TC ; 2007-2013), et dans le projet CLIMASTER (Changements climatiques, systèmes agricoles, ressources naturelles et développement territorial ; 2008-2011). Ils ont permis l'achat de matériel pour l'acquisition de données sur le terrain et la réalisation d'analyses de laboratoire.

L'identification des différentes sources en sédiments et de leur contribution respective s'appuiera sur le suivi de différents **sites ateliers**. Ces derniers permettront d'évaluer les processus d'érosion sur les versants et les remobilisations de sédiments issus des dépôts sédimentaires de fonds de vallées, qui constituent les sous-systèmes sédimentaires susceptibles de contribuer à la charge solide du cours d'eau. Nous effectuerons alors une **double approche** qui consiste à **réaliser le « traçage » des sédiments depuis l'échelle de la parcelle agricole ou des berges** et à assurer un **contrôle par l'aval des transferts sédimentaires** à l'aide du réseau de suivi mis en place (fig.3).

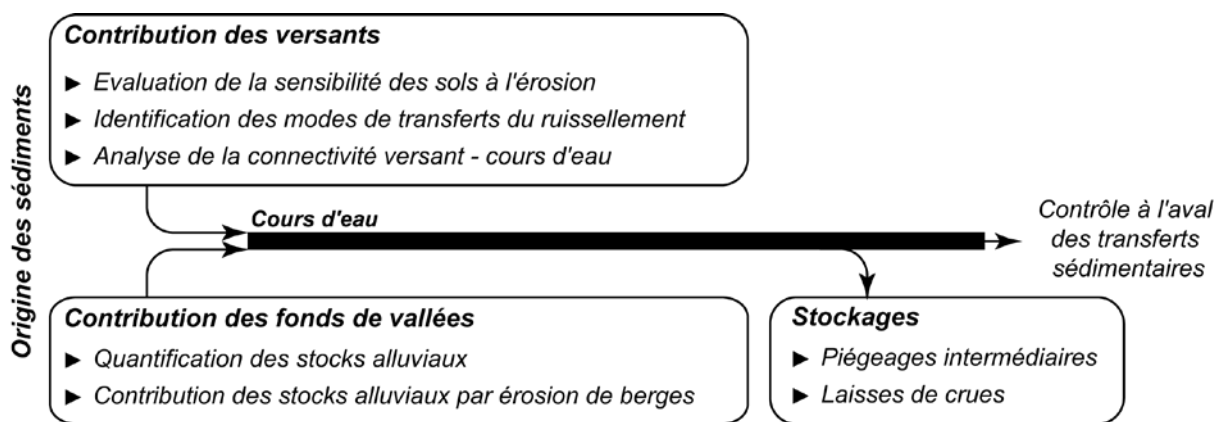


Figure 3 : Approche mise en place pour identifier l'origine des sédiments dans un bassin versant.

◆ Structuration de la Thèse

La thèse se structure en **4 parties** qui reprennent les objectifs précédemment définis. La première partie présentera la **démarche de recherche et la zone d'étude**. Après avoir détaillé les connaissances acquises jusqu'à présent sur les transferts sédimentaires dans les cours d'eau de faible énergie, le premier chapitre présentera la démarche de recherche suivie au cours de la thèse (chap. 1). Nous évoquerons ensuite les spécificités du bassin versant de la Seulles qui font de ce bassin un exemple représentatif des hydrosystèmes bas-normands (chap. 2).

La seconde partie s'intéressera aux **dynamiques spatiales et temporelles actuelles des transferts sédimentaires dans le cours d'eau**. Un premier chapitre présentera tout d'abord les outils utilisés pour assurer la métrologie des transferts sédimentaires. Il décrira l'organisation du réseau de mesure destiné à suivre en continu les flux de MES à différentes échelles spatiales au sein du bassin versant de la Seulles (chap. 3). Le chapitre suivant s'attachera à quantifier les masses de sédiments transportées par le cours d'eau à différentes échelles spatiales (sous-bassins, bassin versant global), et dans différents contextes lithologiques. Il aura également pour objectif de déterminer les dynamiques annuelles et saisonnières des flux de MES (chap. 4). Enfin, le dernier chapitre s'intéressera aux dynamiques amont / aval des transferts sédimentaires, toujours dans le cours d'eau. Il cherchera à localiser

d'éventuelles zones de stockage sédimentaire dans le chenal du cours d'eau et à définir leurs temporalités en termes de constitution et de vidange (chap. 5).

La troisième partie aura pour objectif d'**évaluer les contributions respectives de chacune des sources sédimentaires** à la charge solide du cours d'eau. Un premier chapitre (chap. 6) tentera d'estimer les apports sédimentaires issus des versants. Un second chapitre s'interrogera sur la capacité du cours d'eau à remobiliser les sédiments stockés dans les fonds de vallées, et tentera de quantifier les volumes de sédiments produits (chap. 7). Enfin, un troisième chapitre, sur la base des résultats obtenus lors des deux chapitres précédents, proposera un ensemble de budgets sédimentaires réalisés à différentes échelles spatiales afin d'identifier l'évolution de la contribution de chacune des sources d'amont en aval du bassin versant (chap. 8).

La dernière partie se veut clairement exploratoire. En adoptant une démarche rétrospective puis prospective, elle aura pour objectif d'**apporter une perspective temporelle aux dynamiques sédimentaires actuelles** identifiées au cours des deux parties précédentes. Un premier chapitre cherchera à comparer les caractéristiques des transferts sédimentaires actuelles avec celles observées sur le temps long afin d'évaluer les conséquences des dynamiques sédimentaires Holocène sur les flux sédimentaires actuels (chap. 9). Enfin, un dernier chapitre s'attachera à discuter l'évolution à venir des dynamiques sédimentaires au regard de deux grandes problématiques environnementales (le changement climatique et la mise en place de la DCE), susceptibles de modifier les dynamiques sédimentaires actuelles du cours d'eau (chap. 10).

PREMIERE PARTIE

Contexte scientifique et présentation de la zone d'étude

<i>Chapitre 1 – Contexte scientifique et objectifs de recherche</i>	<i>p 17</i>
<i>Chapitre 2 – Choix et présentation du secteur d'étude</i>	<i>p 43</i>



Chapitre 1

Contexte scientifique et objectifs de la recherche

- | |
|--|
| <ol style="list-style-type: none">1. <i>Intérêts d'une approche systémique des transferts sédimentairesp 18</i>2. <i>Processus à l'origine des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes fluviaux du nord-ouest de la France p 22</i>3. <i>Quantification et dynamiques des transferts sédimentaires dans les cours d'eau de faible énergie du nord-ouest de la France p 32</i>4. <i>Enjeux scientifiques et contexte de recherche p 37</i> |
|--|

Introduction

L'étude des transferts sédimentaires dans les bassins versants est une des thématiques de recherche les plus développées en vue d'améliorer la compréhension du fonctionnement des hydrosystèmes et de proposer des modalités de gestion adaptées aux ressources environnementales. De très nombreux travaux, réalisés dans différents contextes et à différentes échelles spatiales, ont eu pour objectif de quantifier les flux de sédiments dans les bassins versants ainsi que les dynamiques, les temporalités ou encore les seuils de fonctionnement qui les animent. L'objectif de ce chapitre est donc de **réaliser un état des lieux des connaissances, des questionnements et des approches menées jusqu'à présent afin de définir les objectifs de recherche et de démontrer l'intérêt de la réflexion menée au cours de la thèse.**

Une première partie doit tout d'abord permettre de positionner la réflexion dans le champ de la géographie physique et de la géomorphologie. Elle doit également montrer l'intérêt d'une approche systémique et définir les principaux concepts utilisés. Après avoir présenté les processus à l'origine de la production de Matières En Suspension (MES) ainsi que les caractéristiques spécifiques aux transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes de faible énergie, un état des lieux des études existantes sur la thématique des flux sédimentaires sera réalisé. Nous présenterons alors le contexte dans lequel la thèse est menée et définirons les objectifs de recherche.

1. Intérêts d'une approche systémique des transferts sédimentaires

1.1. Les intérêts d'une approche systémique en géomorphologie

Le bassin versant est animé par des flux de matières liquides, solides ou de nutriments induits par l'eau (Lambert, 1996 ; Bravard et Petit, 2000 ; Cosandey, 2003). De nombreux géomorphologues se sont attachés à comprendre le cheminement de ces flux dans le bassin versant, à en identifier la source et à définir les dynamiques spatiales et temporelles qui les affectent. Cependant, il est souvent complexe d'appréhender l'ensemble de ces problématiques de manière intégrée, c'est-à-dire à différentes échelles spatiales et temporelles.

Ces difficultés relèvent, dans un premier temps, de la multiplicité des paramètres de contrôle des flux d'eau, de matière ou de nutriments qui interviennent à la fois sur la production des sédiments, leur transport et leur circulation dans le bassin versant.

De plus, les difficultés proviennent également de la diversité des temporalités, des seuils et des échelles spatiales et temporelles auxquelles agissent ces facteurs de contrôle. Legendre et Demers (1984), O'Neill et al (1986), Urban et al (1987), Di Castri et al (1988) et Salo (1990) ont montré qu'il existe une forte corrélation entre la fréquence et la durée des processus et l'extension spatiale qu'ils affectent. En effet, à petite échelle, pour des bassins versants d'une superficie de plusieurs milliers de km², les principaux facteurs de contrôle sont d'ordre climatique, géologique, tectonique ou géomorphologique, auxquels s'ajoutent les influences humaines (Piegay et Schumm, 2005). Ils permettent de définir les caractéristiques hydrologiques du bassin versant, l'organisation générale du réseau hydrographique ou encore les principaux ordres de grandeur des niveaux d'érosion spécifiques.

A l'inverse, à l'échelle des petits bassins versants d'une superficie inférieure à 10 km², les dynamiques des flux d'eau, de matière ou de nutriments sont davantage le fait de facteurs de contrôle locaux qui se produisent selon des seuils et des fréquences beaucoup plus réduits. Ils peuvent en effet être fonction de l'état hydrique des sols, de leur sensibilité à l'érosion, mais également du couvert végétal (Papy et al, 1988 ; Papy et Douyer, 1988 ; Le Bissonnais et al, 1995), de la structure paysagère (haies, talus, fossés, réseau routier, *etc.*) (Mérot et al, 1999b ; Carluier, 1998 ; Bocher, 2005) et de leur organisation dans l'espace (Delahaye, 2002 ; 2008), ou bien encore de la structuration des précipitations au cours d'un épisode pluvieux (Douvinet et al, 2009).

Par conséquent, au-delà de la multiplicité des facteurs de contrôle, la difficulté à appréhender les flux internes à un bassin versant relève de leur « *organisation hiérarchisée emboîtée dont les niveaux successifs sont contrôlés par des processus se réalisant à différents pas de temps* » (Amoros et Petts, 1993). Dès lors, la connaissance des composantes internes d'un bassin versant est insuffisante pour comprendre les dynamiques hydrologiques et sédimentaires globales de ce dernier. L'analyse des flux sédimentaires ne peut donc se faire de manière cloisonnée, mais doit au contraire prendre en compte les interactions entre les différents sous-systèmes, et s'interroger sur les effets d'échelles entre un niveau scalaire d'observation et un autre de niveau supérieur (Douvinet, 2008). Le bassin versant doit donc être considéré comme un système complexe où c'est la combinaison de l'ensemble des processus qui agissent selon des échelles spatiales et temporelles différentes, regroupés en sous-systèmes hiérarchisés et en interaction les uns avec les autres, qui détermine le fonctionnement global du bassin versant (Delahaye, 2002 ; 2005). On comprend dès lors, le succès des réflexions adoptant une démarche systémique chez les géomorphologues du monde entier.

Les recherches en géomorphologie se sont tournées dès le début des années 1960 vers une approche systémique des bassins versants et des flux qui les animent (Chorley, 1962 ; Chorley et Kennedy, 1971). Dès le départ, l'utilisation du concept de système en géomorphologie est directement associée à l'analyse des interactions entre les différentes composantes d'un bassin versant. Huggett (2007) explique ainsi que parmi les trois principaux systèmes utilisés par les physiciens (simples, non-organisés et complexes organisés), ce sont les systèmes complexes organisés qui ont été les plus utilisés car ils correspondent à « *des objets en interaction forte produisant des objets de nature complexe et auto-organisés* », ce qui caractérise bien les processus contrôlant les flux internes d'un bassin versant. Dans cette approche systémique, deux éléments sont apparus fondamentaux : le caractère ouvert de ces systèmes, qui permet au système de réaliser des échanges d'énergie, souvent non linéaires, avec son environnement, et la notion d'équilibre qui sous-tend l'existence de seuils séparant deux modes de fonctionnement différents d'un système géomorphologique (Howard, 1965, cité par Huggett, 2007).

L'approche systémique permet donc d'analyser les connexions, les interrelations et les transferts d'énergie et de matière entre les différents compartiments d'un système complexe. Elle permet d'appréhender de manière intégrée les flux d'eau, de matière et de nutriments animant les bassins versants, mais également de formaliser plus facilement la démarche de recherche en géomorphologie fluviale (Piégay et Schumm, 2005). En géomorphologie fluviale, cette approche peut être utilisée pour déterminer les facteurs de contrôle du cheminement des sédiments dans le bassin versant, pour identifier les sources en sédiments dans le bassin versant et analyser les dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires. Elle s'est par conséquent attachée à décrire et à analyser les flux internes à un bassin versant. Elle repose

aujourd'hui sur deux concepts majeurs : celui de système fluvial, et plus récemment celui d'hydrosystème fluvial.

1.2. Les concepts de système fluvial et d'hydrosystème fluvial

Le concept de **système fluvial**, formalisé par Schumm en 1977, met en avant les interrelations entre le cours d'eau et son bassin versant. Il se base sur la dimension longitudinale des flux d'eau et de matière dans le bassin versant, depuis les zones d'initiation du réseau hydrographique en amont du bassin versant jusqu'à la mer plus en aval. Il propose ainsi une partition du bassin versant en trois zones successives aujourd'hui classiquement adoptée (fig.1.1) :

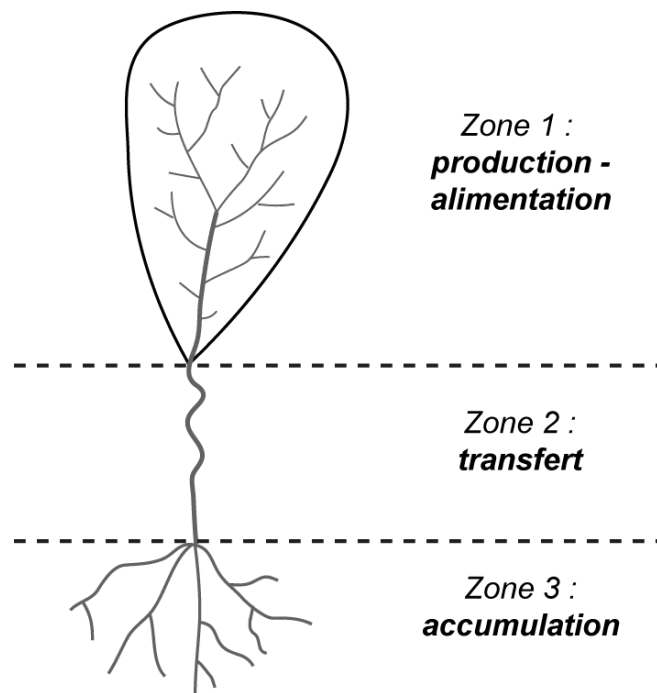


Figure 1.1 : Le système fluvial, d'après Schumm, 1977.

- La première zone, située en amont du bassin versant, correspond à la **zone de production** ou **d'alimentation** du bassin versant en eau et en matériaux issus de l'érosion des versants. Compte tenu des systèmes de pentes plus marqués dans cette partie du bassin versant, c'est dans cette zone que les processus érosifs sont les plus importants et que la puissance spécifique du cours d'eau est la plus élevée.
- La seconde zone est appelée **zone de transfert**. Son rôle est d'assurer la fonction de transport de sédiments depuis les parties amont du bassin versant jusque vers l'aval.
- Enfin, dans les parties situées en aval du bassin versant, la réduction progressive du profil en long du cours d'eau, l'élargissement du chenal et l'augmentation de la profondeur favorisent une diminution des vitesses d'écoulement, et donc une réduction de la capacité du cours d'eau à transporter les sédiments issus de l'amont. Les conditions sont alors réunies pour que s'opère la formation de dépôts sédimentaires dans la vallée. On parle alors de **zone de stockage** ou **d'accumulation** des sédiments.

Le système fluvial se caractérise par des formes : les versants, la plaine alluviale, le chenal et le delta, et par des flux liquides ou solides unidirectionnels dont les évolutions ont pour conséquence de modifier les formes du système fluvial. On parle alors d'un système à « processus – réponse » (Schumm, 1969). Le système fluvial n'est pas une entité figée. Il est régi par des variables de contrôle (les débits liquides et solides) qui définissent les ajustements de la géométrie du lit fluvial en termes de largeur, de profondeur, de pente ou de sinuosité du chenal. La notion d'équilibre du système est donc importante.

Le système fluvial est dit en « équilibre dynamique ». Ainsi, un « système soumis à des contraintes s'éloigne de son état d'équilibre pour atteindre un nouvel état stationnaire » (Huggett, 2007). Une modification des variables de contrôle est donc susceptible d'affecter l'état de stabilité du système fluvial. Toutefois, seule une modification importante et durable des variables de contrôle est capable de transformer profondément le fonctionnement du système. On observe alors une métamorphose fluviale (Schumm, 1977). A l'inverse, si la perturbation n'est que ponctuelle, le système aura la capacité, après un temps dit de relaxation, de retrouver un état proche de son état d'origine. On parle alors de résilience (Bravard et Petit, 2000).

Le concept d'**hydrosystème fluvial**, formalisé plus récemment par Amoros et Petts, 1993 d'après les travaux de Roux (1982), représente un sous-système du système fluvial qui s'attache, à l'échelle de tronçons du réseau hydrographique, à déterminer les échanges d'eau, de matière et d'énergie entre le cours d'eau et sa plaine alluviale. Le concept d'hydrosystème fluvial intègre à la dimension longitudinale deux nouvelles dimensions spatiales appelées flux bidirectionnels et une dimension temporelle. Il forme donc un espace à 4 dimensions.

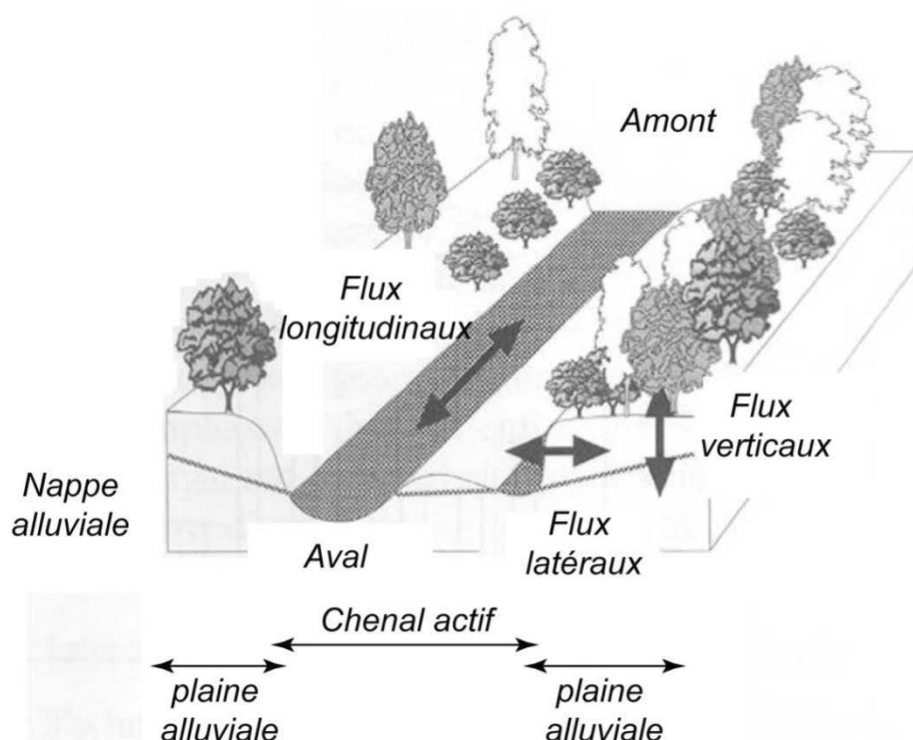


Figure 1.2 : L'hydrosystème fluvial, d'après Piégay et Schumm, 2005, modifié.

Les flux bidirectionnels permettent de caractériser les échanges transversaux d'eau ou de matière entre le cours d'eau et sa plaine alluviale. Ces échanges tiennent compte, d'une part, de l'alimentation en sédiments qui conduisent à l'engraissement de la plaine alluviale, mais

également, d'autre part, de la remobilisation potentielle des sédiments stockés sous l'effet d'ajustements latéraux. A cette dimension transversale s'ajoute une dimension verticale, relative aux changements consécutifs à un des processus d'incision ou d'exhaussement du chenal.

L'analyse des flux sédimentaires dans un bassin versant est donc un bon intégrateur de l'ensemble des dynamiques internes d'un système fluvial et doit impérativement développer une approche intégrée du bassin versant. S'interroger sur l'origine des sédiments ainsi que sur les dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires nécessite donc, inévitablement, d'adopter une approche systémique, menée à différentes échelles spatiales et établie dans le cadre des concepts de système fluvial et d'hydrosystème.

2. Les processus à l'origine des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes fluviaux du nord-ouest de la France

Etudier les transferts sédimentaires dans un hydrosystème nécessite de disposer d'un grand nombre de données pour un même bassin versant. Il est en effet indispensable, pour comprendre les flux longitudinaux, de réaliser une quantification des transferts sédimentaires à différentes échelles spatiales, depuis les processus de ruissellement dans les parcelles agricoles et sur les versants, jusqu'à l'échelle globale du bassin versant. Il est également important de s'intéresser aux flux bidirectionnels latéraux et verticaux. Pour cela, il est impératif d'acquérir des données sur les processus d'érosion de berge, sur l'alimentation de la plaine d'inondation et de savoir si le chenal est soumis à des processus d'incision ou d'exhaussement. L'objectif des prochains paragraphes est d'identifier les processus à l'origine de la production et du transport des sédiments dans les cours d'eau de faible énergie du nord ouest de la France.

2.1. Les processus de ruissellement sur les versants

Les études relatives aux transferts sédimentaires sur les versants se sont principalement orientées autour de trois questions complémentaires : l'identification des facteurs responsables de la sensibilité des sols à l'érosion, la compréhension des dynamiques de ruissellement à l'échelle de la parcelle agricole, et l'évaluation de l'impact de l'organisation spatiale de l'occupation du sol et des éléments paysagers sur le cheminement du produit de l'érosion des sols sur les versants.

2.1.1. Les déterminants de la sensibilité des sols à l'échelle de la parcelle agricole

L'étude des niveaux d'érosion des sols et des dynamiques de ruissellement dans les parcelles agricoles s'est développée en Europe depuis le début des années 1950 (Vogt, 1953, cité par Delahaye, 1992). Toutefois, en France, la forte augmentation du nombre d'études visant à comprendre les facteurs explicatifs des processus d'érosion, leurs dynamiques, et à dresser une cartographie des surfaces les plus touchées, date des années 1980 (Auzet, 1987a, b ; Boiffin, 84 ; Papy et al, 1988 ; Papy et Douyer, 88, 91 ; Le Bissonnais, 1988).

Dans un large quart nord-ouest de la France, où la topographie est peu marquée, les régions les plus sensibles à l'érosion correspondent principalement aux régions de grande culture localisées dans un triangle reliant le Nord, la Haute-Normandie et l'ouest de la région

parisienne (Le Bissonnais et al, 2002). Les processus d'érosion en contexte océanique sont principalement liés à la circulation de l'eau à la surface du sol. Comprendre ces processus dans ces régions revient donc à identifier les facteurs responsables de la formation d'un excès d'eau à la surface du sol. Les études menées sur la question ont permis de mettre en avant différents facteurs explicatifs.

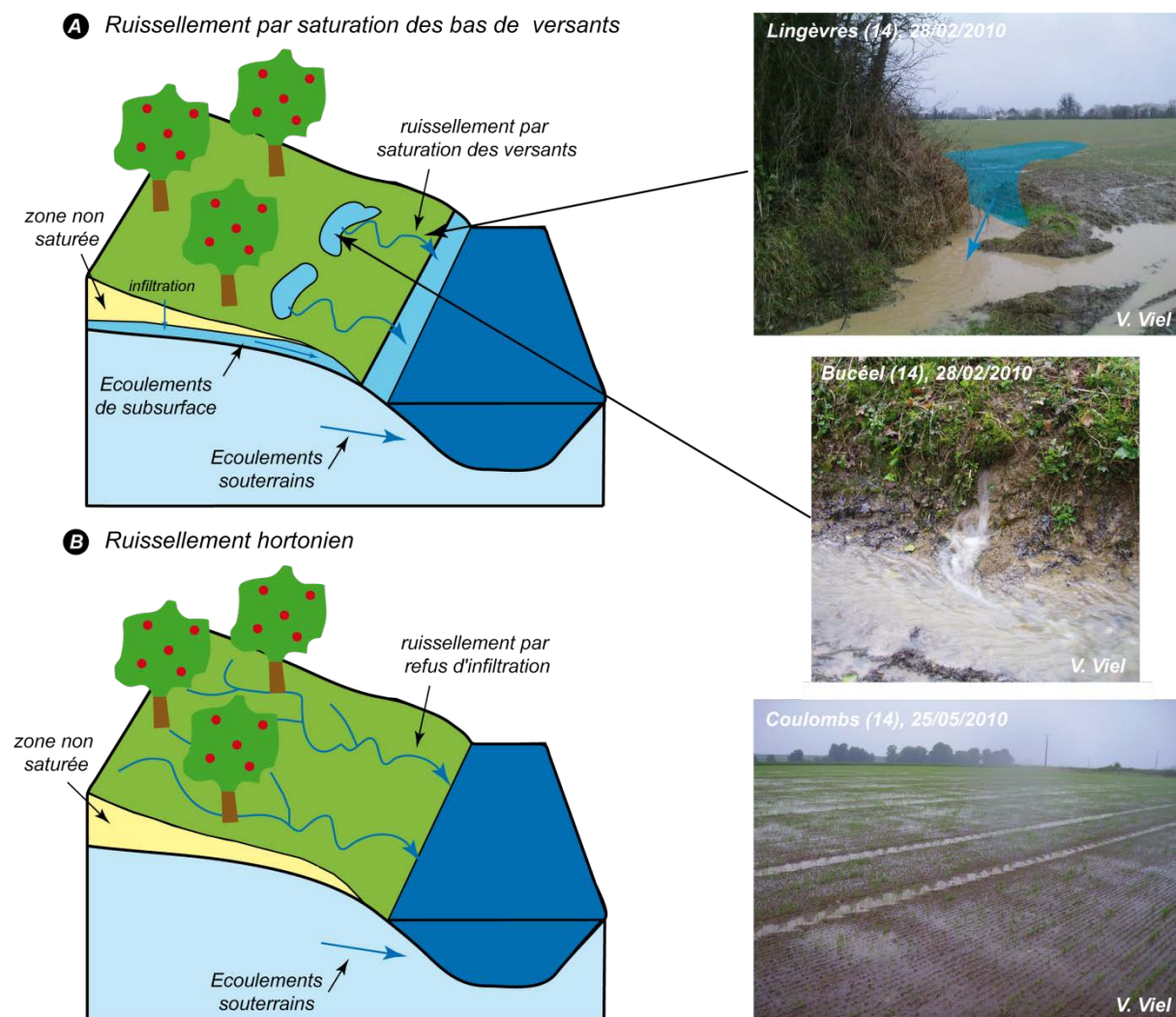


Figure 1.3 : Ruissellement par saturation des bas de versants et ruissellement par refus d'infiltration (ruissellement hortonien).

La sensibilité des espaces aux processus de ruissellement érosif peut, en premier lieu, être liée au contexte hydrologique. Des processus de ruissellement peuvent en effet se former en période hivernale, lorsque les sols sont saturés. L'exfiltration de l'eau dans les zones saturées de bas de versants est à l'origine de la formation de ruissellement à la surface des parcelles agricoles (fig.1.3a). L'intensité des surplus hydrologiques est principalement fonction des caractéristiques intrinsèques des sols. En effet, la capacité de rétention d'eau des sols, définie par la réserve utile, dépend de deux paramètres : la texture et l'épaisseur des sols. Ce sont ensuite les caractéristiques pluviométriques régionales qui vont déterminer le volume des surplus hydrologiques. D'autres processus de ruissellement, appelés ruissellement hortonien, peuvent également se produire lorsque l'intensité des précipitations excède la capacité d'infiltration des sols (Horton, 1933). On observe alors un refus d'infiltration à l'origine de la

formation d'écoulements d'eau à la surface du sol (fig.1.3b). Les volumes de ruissellement sont alors contrôlés par la porosité et la texture du sol qui déterminent sa capacité d'infiltration.

Les processus de ruissellement par saturation des formations superficielles touchent principalement les régions dont les sols sont peu épais, sur substrat imperméable, telles que le Massif Armoricain (Delahaye, 1992 ; Le Gouée, 2004 ; Colmar et al, 2010 ; Lemerrier et al, 2010). En système de grande culture, les régions les plus touchées sont localisées dans le nord du Bassin Parisien, sur les épaisses formations lœssiques. Sur ces sols très épais, les surplus sont peu importants et peu fréquents. La sensibilité des sols à l'érosion y est davantage liée à des processus de ruissellement hortonien. Ces derniers jouent évidemment un rôle majeur lors des épisodes orageux printaniers et estivaux. Ils ont d'ailleurs conduit, à plusieurs reprises, à la formation de crues turbides, notamment lors des années 1990 et 2000 Papy et Douyer, 1988, 1991 ; Delahaye, 2002 ; Douvinet, 2008). Ces processus jouent cependant un rôle tout aussi important en période hivernale, malgré des intensités pluviométriques très faibles qui ne permettent pas, *a priori*, la formation de ruissellement par refus d'infiltration (Boiffin et Monnier, 1986). En effet, ces sols, de textures principalement limoneuses, disposant d'un taux de matière organique réduit et d'un niveau de saturation calcique faible (Delahaye, 2002), présentent un niveau de stabilité structurale très faible et sont particulièrement sensibles à la battance.

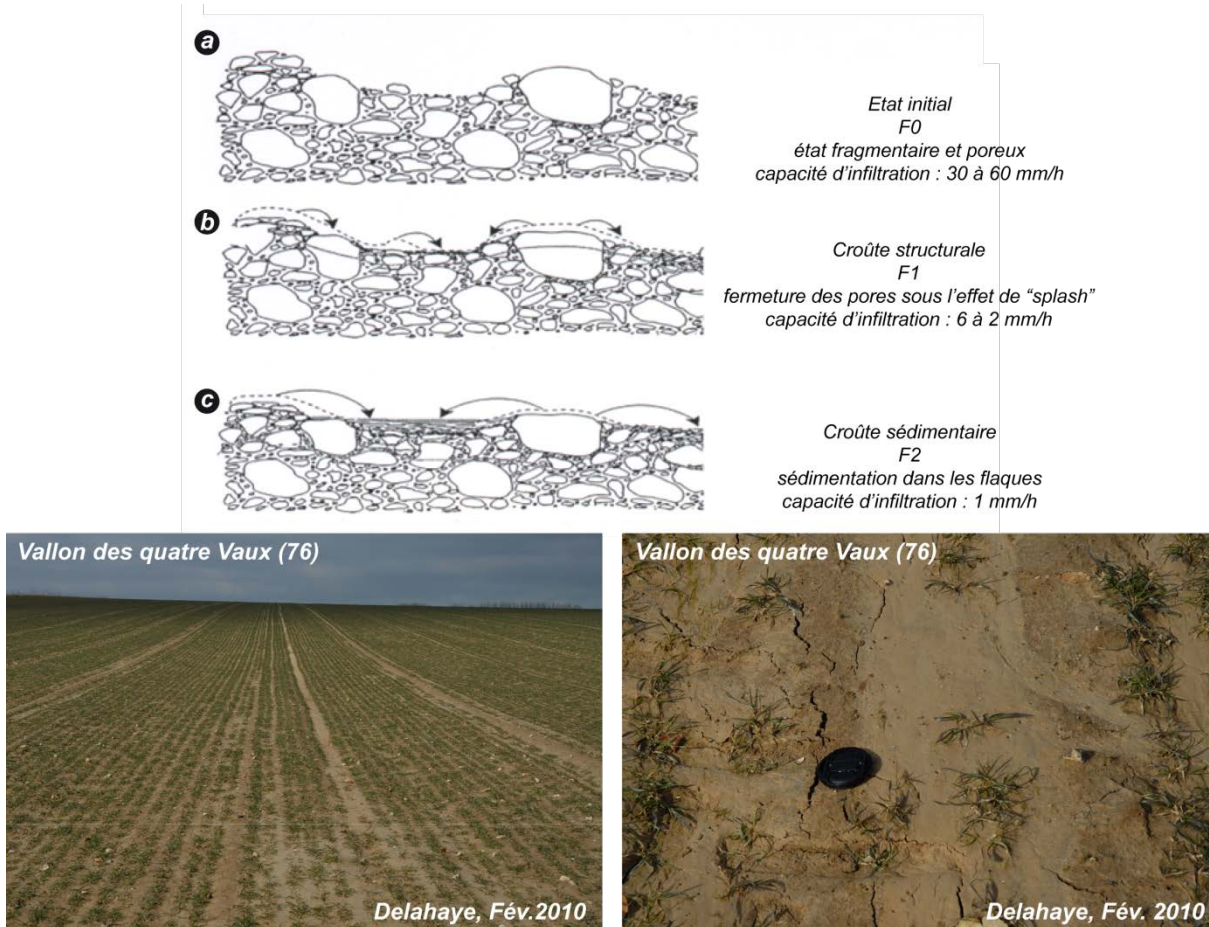


Figure 1.4 : Mise en place d'une croûte de battance, d'après Lecomte, 1999.

La mise en place d'une croûte de battance est liée à la redistribution des particules les plus fines à la surface du sol sous l'effet de l'énergie cinétique des précipitations (Boiffin et al, 1986,

Le Bissonnais, 1988 ; Ludwig et al, 1996). Elle conduit à une réduction progressive de la capacité d'infiltration des sols jusqu'à un intervalle compris entre 2 et 6 mm/h en cas de mise en place d'une croûte structurale (fig.1.4b) voire parfois 1 mm/h en cas de formation d'une croûte sédimentaire (fig.1.4c). Dès lors, des processus de ruissellement érosifs peuvent être observés lors de chaque épisode pluvieux.

Au-delà des caractéristiques intrinsèques du sol, Huang et al (2001) ont montré que les conditions d'humectation du sol précédant un épisode pluvieux ont un impact important sur le volume de ruissellement produit car il réduit la pluie d'imbibition. Le mode d'occupation du sol joue également un rôle important. En effet, en influant sur le niveau de couverture du sol, il a la capacité ou non de limiter l'énergie cinétique des précipitations et donc de retarder l'apparition de la battance. Le type d'occupation du sol agit également sur le cumul de précipitations nécessaire à la formation de la battance. En effet, King et Le Bissonnais (1992) ont démontré qu'un niveau élevé d'affinage du sol accélère la fermeture de la porosité des sols et facilite donc l'apparition de la battance. C'est notamment le cas pour les semis de maïs, de lin ou encore de pommes de terre. A l'inverse, les semis pouvant être réalisés sans labour ou avec un état motteux retardent davantage l'apparition de la battance. Boiffin et al (1988) ont aussi établi que cette rugosité n'est pas figée dans le temps. Ils estiment ainsi à environ 200 mm le cumul de précipitations nécessaires pour que la rugosité du sol passe d'un état en labour avec déchaumage avec résidus à une rugosité nulle.

2.1.2. Les déterminants de la circulation de l'eau et de l'érosion des sols dans les parcelles agricoles

Sous climat océanique, la mise en place de processus d'érosion au sein des parcelles agricoles est intimement liée à la mise en mouvement de l'eau à la surface des sols. Pour cela, il est nécessaire que les excès d'eau formés en surface soient supérieurs à la capacité de stockage superficiel des sols. Cette capacité de stockage, appelée « détention superficielle » est directement dépendante de trois éléments : la rugosité des sols, la pente du versant et l'orientation de la rugosité du sol vis-à-vis de la pente.

Une fois les excès d'eau mis en mouvement, la capacité des écoulements à éroder les sols est fonction de la vitesse du ruissellement car en se déplaçant sur les versants, le ruissellement exerce une force de cisaillement. Il y a alors mobilisation des sédiments et donc érosion des sols lorsque la vitesse du ruissellement est supérieure à la vitesse critique d'arrachement des particules. Savat (1980) a estimé cette vitesse critique selon un intervalle compris entre 3 et 3,5 cm/s pour des sols limoneux. La vitesse des écoulements sur les versants est contrôlée par quatre facteurs : le débit, la pente, la largeur et la rugosité du sol. Ainsi, plus le volume de ruissellement produit sur les versants sera élevé et concentré dans un talweg (fig.1.6b) en pente forte, plus il aura la capacité à mobiliser des particules de taille importante et plus son potentiel érosif sera fort. A l'inverse, lorsque le ruissellement se fait de manière diffuse sur les versants (fig.1.6a), seules les particules les plus fines du sol pourront être mobilisées. Lorsque la vitesse des écoulements diminue plus en aval sur les versants, on observe le dépôt des sédiments mobilisés plus haut sur les versants (fig.1.6c). La figure 1.5 propose une synthèse des formes d'érosion produites en fonction des processus de détachement des particules de sol et des caractéristiques du ruissellement (d'après Auzet, 1990). Toutefois, cinq autres facteurs influencent la résistance à l'arrachement : le pourcentage d'argile constituant les sols, la

compacité, l'enherbement (qui maintient une bonne porosité des sols), le taux de matière organique et l'humidité.

Au-delà des caractéristiques intrinsèques des sols, différents éléments déterminent donc la sensibilité des parcelles agricoles à la formation de processus d'érosion. Le type de culture influence tout d'abord la rugosité du sol qui joue un rôle important sur la détention superficielle. Cette dernière est déterminée par la présence de billons de cultures ou de dépressions inter-sillons. Orientés perpendiculairement à la pente, ces motifs cultureux vont pouvoir retarder la mise en circulation de l'eau sur les versants. Les pratiques culturales vont également influencer l'affinement des sols qui joue un rôle majeur sur la vitesse critique d'arrachement des sédiments dans les parcelles agricoles, et donc sur le potentiel érosif du ruissellement. Plus le sol est affiné, plus les sédiments sont facilement mobilisables. Le tassement du sol joue également un rôle important. Un sol fortement compacté tel que les parcelles maintenues à nu après la récolte du maïs, des pommes de terre ou des betteraves, a la capacité de résister à la force de cisaillement imposée par le ruissellement. Il est toutefois peu perméable et favorisera la formation de volumes importants de ruissellement.

		PROCESSUS SUR LES VERSANTS					
		Caractéristiques du ruissellement					
		Absence de ruissellement		Présence de ruissellement			
				Vitesse d'écoulement (Ve) inférieure au seuil critique (Vc)		Vitesse d'écoulement (Ve) supérieure au seuil critique (Vc)	
		Effet de la pluie sur la surface : détachement des particules		Effet de la pluie sur la surface : détachement des particules			
		OUI	NON	NON	OUI	NON	OUI
Processus dans le talweg		Pas d'érosion Formation d'une croûte de battance	Pas d'érosion	Pas d'érosion	Erosion diffuse sur les versants	Rigoles sur les versants	
	Ve < Vc	Cas impossibles		Erosion concentrée dans le talweg			
	Ve > Vc						

Figure 1.5 : Formes d'érosion en fonction des processus de détachement des particules de sol et des caractéristiques du ruissellement (d'après Auzet, 1990, in Delahaye, 2002).

Les processus de ruissellement aboutissent à différentes formes d'érosion sur les versants. Lorsque le ruissellement est diffus, les conséquences sont peu visibles. Cependant, on observe souvent des dépôts de sédiments fins en bas de parcelles. Lorsque le ruissellement a la capacité de se concentrer dans les talwegs, les figures d'érosion sont plus marquées. Ces dernières sont classées selon la profondeur et la largeur des incisions provoquées. Les plus petites formes d'incision correspondent aux griffures, pour des largeurs et/ou des profondeurs comprises entre 3 et 8 cm (fig.1.6d). Lorsque ces dimensions sont comprises entre 8 et 50 cm (fig.1.6e), on parle de rigole d'érosion, au-delà, on parle de ravines d'érosion (fig.1.6f).

A - Ruissellement en nappe



B - Ruissellement concentré



C - Dépôts de sédiments en bas de parcelle



D - Griffure d'érosion



E - Rigole d'érosion



F - Ravine d'érosion



Figure 1.6 : Types de ruissellement et formes d'érosion associées.

2.1.3. Circulation du ruissellement sur les versants et initiation des réseaux hydrographiques

A l'échelle du petit bassin versant, le cheminement du ruissellement s'organise sur les versants selon la topographie qui provoque la concentration progressive du ruissellement dans les talwegs. Toutefois, de nombreux auteurs ont démontré que l'organisation dans l'espace des parcelles cultivées ou enherbées influencent également le cheminement du ruissellement sur les versants et l'intensité des processus érosifs (Souchère et al, 2003 ; Delahaye, 2002 ; Douvinet, 2008). Enfin, les différents linéaires tels que les haies, les talus ou les fossés qui structurent le

paysage, notamment en domaine bocager, modifient aussi la dynamique purement topographique du ruissellement. Mérot (1980 ; 1999b) a ainsi insisté sur la capacité du maillage bocager à limiter l'intensité des crues et à stocker les écoulements de surface avant qu'ils ne soient connectés au cours d'eau. A l'inverse, d'autres auteurs ont montré que les réseaux routiers et de fossés étaient susceptibles de connecter au cours d'eau des surfaces parfois éloignées du talweg et pourtant insérées dans un maillage bocager très dense (Adamiade, 2004 ; Sebbab, 2000 ; Moussa et al, 2002 ; Bocher, 2005).

Par conséquent, les facteurs déterminants de la sensibilité des sols et de la circulation des écoulements de surface au sein des parcelles agricoles et sur les versants ont été très étudiés et sont aujourd'hui bien connus. L'impact combiné de l'ensemble de ces linéaires sur le cheminement du ruissellement reste toutefois peu étudié, notamment dans les zones d'initiation du réseau hydrographique dans les têtes de bassins.

Les pertes en sol sur les versants constituent donc une source potentiellement importante des transferts sédimentaires mesurés à l'exutoire des bassins versants d'un large quart nord-ouest de la France. Cependant, il est important de noter que si les dynamiques ont été très étudiées, peu d'études se sont réellement intéressées à analyser quantitativement la contribution des versants dans les flux sédimentaires d'un bassin versant.

2.2. Stockage et déstockage des sédiments au sein des systèmes fluviaux du nord-ouest de la France

Une fois les sédiments érodés puis mobilisés sur les versants, ces derniers transitent dans le système fluvial. Ils peuvent alors en être exportés ou stockés sur une période plus ou moins longue directement sur les versants ou dans la zone de transfert du système fluvial. Ces dépôts hérités, issus de pertes en sols anciennes, peuvent aujourd'hui constituer une source sédimentaire importante qui est susceptible d'influencer fortement les dynamiques sédimentaires actuelles. C'est pourquoi, parallèlement aux études menées sur les processus de ruissellement sur les versants, de nombreux auteurs se sont intéressés à l'évolution des facteurs de contrôle du système fluvial (Schumm, 1977 ; Knighton, 1984) qui sont à l'origine des dynamiques de stockage ou de déstockage des sédiments. L'évolution des débits liquides et solides produit en effet des ajustements morphologiques de la géométrie du lit du cours d'eau. Se produisent alors des ajustements latéraux et verticaux (modification de la pente, la largeur, la profondeur et la sinuosité du lit) susceptibles de faire de la zone de transfert une source en sédiments potentiellement importante.

2.2.1. Ajustements dans les systèmes fluviaux du nord-ouest de la France

Le style fluvial dominant dans le nord-ouest de la France correspond aux cours d'eau à méandre libres peu actifs. Il se caractérise par un cours d'eau dont le chenal est incisé dans une plaine d'inondation généralement constituée d'éléments fins (limons, argiles), non contraint, mais dont les capacités d'auto-ajustements sont faibles compte tenu de la faiblesse des puissances spécifiques généralement inférieures à 15 W.m^{-2} .

◆ *Dynamique d'aggradation de la plaine alluviale*

Les cours d'eau à méandres libres du nord-ouest de la France correspondent dans une grande majorité des cas à des cours d'eau dont la stabilité du chenal est remarquablement établie

malgré le caractère libre des méandres qui ne contraint pas les ajustements de la géométrie du chenal. En l'absence de migration du chenal en travers de la vallée, l'atterrissement de la plaine alluviale est vertical. On observe donc une dynamique fluviale très proche du modèle de « *stable-bed aggrading-bank* » proposé par A. G. Brown (1992), illustré en figure 1.7. Comme pour l'ensemble des cours d'eau à méandres, l'aggradation de la plaine alluviale est liée au débordement du cours d'eau dans la plaine d'inondation. Le taux de sédimentation alors fonction de la fréquence des crues et de la concentration en sédiments transportés par le cours d'eau. Dans les hydrosystèmes du nord-ouest de la France, la fréquence actuelle des crues débordantes est souvent réduite. Ces crues de débordement sont principalement liées à la saturation de la plaine alluviale et non à des crues engendrées par des processus de ruissellement sur les versants. La concentration en sédiments observée lors de ces crues est donc généralement faible et les taux de sédimentation dans la plaine alluviale sont très réduits. D'un point de vue morphologique, ceci se traduit par des laisses de crues très ponctuelles souvent difficilement identifiables et par des bourrelets de berges peu marqué, généralement de l'ordre de quelques dizaines de centimètres.

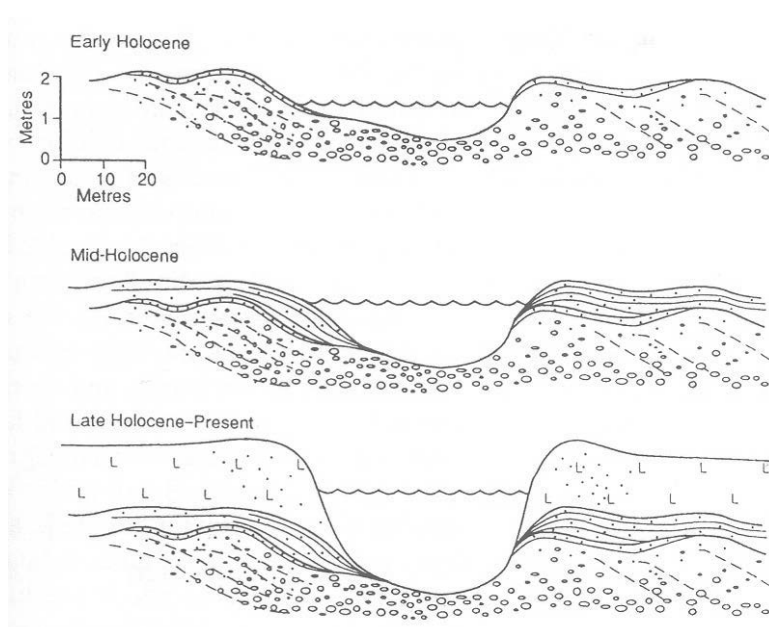


Figure 1.7 : Principe de constitution de la plaine alluviale selon le modèle de « *stable-bed aggrading-banks* » proposé par A. G. Brown (1992).

◆ *Ajustements latéraux dans les systèmes fluviaux à méandres*

Une contribution sédimentaire par ajustements latéraux du chenal peut être observée lorsque l'on note une augmentation de la largeur du chenal, de la longueur d'onde ou de la sinuosité du cours d'eau. Enfin, une augmentation de la profondeur ou de la pente du chenal peut également produire des sédiments.

Le style fluvial dominant dans le nord-ouest de la France correspond aux cours d'eau à méandre libres. Les processus d'érosion dans les systèmes à méandres sont principalement liés à la forte sinuosité du chenal qui provoque une dissymétrie des processus entre des phénomènes d'érosion en rive concave et des conditions favorables au dépôt en rive convexe (dépôts de convexité). L'intensité et la vitesse de migration des méandres dépend d'un ensemble de facteurs liés à la puissance spécifique du cours d'eau, aux caractéristiques des écoulements

(fréquence et intensité des crues, turbulence des écoulements), et aux contraintes de cisaillement nécessaires à la rupture de la berge et à la pente du cours d'eau (Hooke, 2003).

La capacité du cours d'eau à provoquer des processus d'érosion de berges est le plus souvent évaluée au travers de la notion de puissance spécifique, car elle permet de définir l'énergie maximale du cours d'eau à débit plein bord et pour une pente donnée. Plus elle est élevée, plus le cours d'eau aura la capacité à s'auto-ajuster.

A puissance spécifique identique, certaines berges s'érodent plus facilement que d'autres. De nombreux auteurs montrent en effet que la résistance de la berge vis-à-vis de l'érosion dépend principalement de sa hauteur et de la granulométrie des sédiments qui la composent (Shumm, 1960 ; Hickin et Nanson (1975) ; Lawer, 1993b ; Bravard et Petit, 2000 ; Hooke, 2003). Les remplissages alluviaux composés de sédiments fins tels que les argiles et les limons favorisent une bonne cohésion des berges et apparaissent assez résistants vis-à-vis de l'érosion alors que les berges principalement sableuses sont plus facilement érodées.

La végétation est également susceptible d'impacter la stabilité des berges. Dans la majorité des cas, les études sur le sujet considèrent que la végétation joue un rôle positif en améliorant la résistance de la berge et en réduisant l'impact de la vitesse du cours d'eau à proximité de celle-ci. Micheli et al (2004) montrent que le niveau de migration des méandres a augmenté de 80% à 150% après la déforestation de certains tronçons le long de la Sacramento River. D'autres montrent à l'inverse que la végétation n'a qu'un rôle de protection assez réduit sur la stabilité des berges. C'est le cas de Nanson et Hickin (1986) qui expliquent que « *la végétation sur la rive externe n'a que peu d'influence sur la vitesse de migration car l'emprise en profondeur des racines n'est pas suffisante* ». D'autre part, lorsque la végétation se trouve déchaussée par des processus de sous-cavage, elle est susceptible de former des embâcles, ce qui provoque des processus d'érosion ponctuels marqués. La végétation peut également contraindre l'évolution du méandre en réfléchissant le courant et provoquant des processus d'érosion en rive opposée. Enfin, pour Bergeron et Roy (1985), c'est davantage le type de végétation - qui constitue la ripisylve - qui joue un rôle prépondérant sur le niveau d'érosion de la berge. Les auteurs précisent toutefois que si « *les modifications qu'entraînerait la végétation sur la morphologie des berges d'une grande rivière ne seraient que mineures par rapport à l'ensemble du cours d'eau* », le rôle de la végétation peut être important pour les petits cours d'eau.

Les reculs de berges peuvent également être provoqués par des processus indépendants de la dynamique purement fluviale du cours d'eau, tels que des processus subaériens, parfois évoqués mais rarement étudiés (Couper, 2001 ; Prosser et al, 2000). Ces processus traduisent le plus souvent l'impact des facteurs climatiques, notamment l'humidité et les températures, sur la stabilité des berges constituées d'une granulométrie fine. Ces derniers ne peuvent engendrer des chutes de blocs dans le cours d'eau et favorisent davantage une érosion plus progressive. De fait, en hiver, la saturation de la plaine alluviale et l'alternance de périodes de gel et de dégel favorisent l'apparition de glace dite de ségrégation (également appelée « *needle ice* » ou « *pipkrakes* ») qui provoque le foisonnement des berges dans leur partie émergée et la libération de petites particules facilement mobilisables par le cours d'eau. Couper, (2001) note que ces processus sont souvent sous-estimés, probablement car ils agissent selon de faibles magnitudes (quelques centimètres) mais à haute fréquence, ce qui les rend peu visibles malgré des volumes érodés significatifs à l'échelle annuelle. La glace de ségrégation agit en effet principalement en tant qu'agent préparatoire. C'est seulement ensuite que le cours d'eau a la capacité de mobiliser

les particules fragilisées. Thorne et Lewin (1979) ont ainsi estimé sur la Severn River, au Pays de Galles, que ces processus étaient à l'origine de reculs de berges de l'ordre de 1,5 à 2,0 cm par an. Lawer (1986, 1993a) estime quant à lui que les processus subaériens contribuent à hauteur de 32 à 43% du recul total des berges sur la Ilston River (également au Pays de Galles), soit un recul moyen de 14,5 cm. Des observations similaires ont également été réalisées sur le Chavanne (Belgique) où Wallemacq et al (2011) ont estimé que la glace de ségrégation a entraîné un recul des berges de l'ordre de 10 cm.

Enfin, les activités humaines ont elles aussi un impact sur la production sédimentaire interne aux fonds de vallées ainsi que sur les dynamiques amont – aval des transferts sédimentaires. La construction d'ouvrages en travers peut tout d'abord avoir des conséquences sur les dynamiques fluviales en aval car, en favorisant des conditions de dépôts en amont de l'ouvrage, elle réduit les débits liquides plus en aval (Rollet, 2007). Toutefois, si le stockage de la charge grossière pose des problématiques importantes dans les cours d'eau de forte énergie (déchaussement d'ouvrage à l'aval liée à l'incision du chenal, *etc.*), dans les cours d'eau de faible énergie, en l'absence de mobilisation des éléments grossiers, les conséquences sont moins importantes, d'autant que ces ouvrages influencent moins les dynamiques amont – aval des transferts de MES.

Dans les petits cours d'eau situés dans les régions principalement vouées à l'élevage (Bretagne, Basse-Normandie), le pâturage joue également un rôle important sur la stabilité des berges (Trimble et Mendel, 1995). Ce dernier favorise la mobilisation des sédiments de deux manières. Le pâturage des hauts de berges favorise la déstabilisation des berges et peut accélérer leur chute quant elles sont préalablement soumises au souccavage. D'autre part, la dégradation des berges par les ragondins, la formation d'abreuvoirs « sauvages » et le piétinement des sédiments par les bovins, favorisent aussi l'export des MES par le cours d'eau.

2.2.2. Des questions encore en suspens

Les processus responsables de la migration des méandres ont donc été largement étudiés et sont, comme les processus de ruissellement sur les versants, assez bien connus. Cependant, l'état des lieux bibliographique met en avant plusieurs éléments qui restent aujourd'hui en suspens.

En premier lieu, si les processus et la quantification des reculs de berges sont aujourd'hui clairement décrits à l'échelle du site de mesure, peu d'études semblent pour le moment s'intéresser à évaluer le volume total de berges érodées à l'échelle du bassin versant. Un recensement réalisé par Couper (2004) montre que sur les 66 articles répertoriés, seuls 7 d'entre eux ont finalement mené une réflexion à l'échelle du bassin versant. Les autres études s'en sont tenues à l'échelle du site de mesure ou du tronçon fluvial. De ce fait, dans les cours d'eau de faible énergie du nord-ouest de l'Europe, peu d'études se sont finalement interrogées sur la représentativité des résultats obtenus au niveau du site de mesure ou du tronçon fluvial transposés à l'échelle du bassin versant, en dehors toutefois des travaux du géomorphologue anglais D.M. Lawer (Lawer 1995 ; Lawer et al, 1999). Il s'agit pourtant d'une question importante si l'on souhaite extrapoler les résultats obtenus pour chacun des sites instrumentés à l'échelle du bassin versant et évaluer ainsi la contribution des berges dans le volume global de sédiments exportés d'un bassin versant.

La majorité des études menées sur l'évolution des méandres a été réalisée sur des systèmes à méandres libres qui disposent d'une capacité d'auto-ajustement suffisante. Pour les cours d'eau du nord-ouest de la France, qui présentent des puissances spécifiques généralement inférieures à 15 W.m^{-2} , les processus d'érosion de berges sont généralement considérés comme limités. Cependant, peu d'études ont permis de quantifier les reculs de berges pour ces rivières à méandrage inactif (« *Passive meandering system* », Brierley, 2005).

La nécessité de quantifier les reculs de berges à l'aide de mesures *in situ* explique sans doute également le nombre réduit d'études menées sur les systèmes à faible énergie. En effet, compte tenu du recul très lent des berges, il n'est pas possible d'évaluer les reculs à partir de l'interprétation d'images, qu'il s'agisse de photographies aériennes ou d'images satellite haute résolution. Il est donc difficile sur ce type de cours d'eau d'envisager d'évaluer l'érosion des berges à partir de documents historiques cartographiques et photographiques puisque l'on atteint rapidement la limite de résolution de ces documents. D'autre part, les linéaires de berges sont souvent masqués par la ripisylve, ce qui rend difficile l'identification précise du tracé. Galliot (2007) montre ainsi que, sur la basse vallée de la Bruche (Alsace), compte tenu des incertitudes liées à la résolution des photographies et des erreurs liées au calage des images sous SIG, il est nécessaire de coupler une approche historique par des mesures *in situ* permettant de contrôler les résultats obtenus.

Or, malgré des puissances spécifiques peu élevées, certaines études réalisées dans l'Est de la France (Maire, 1966) ou dans le sud du département de la Manche (Lefrançois, 2007 ; Vongvixay, 2012) ont mis en avant le fait que les fonds de vallées constituent la principale source contributive dans le volume global de sédiments exportés du bassin versant à l'échelle annuelle. Il sera donc important de s'interroger sur les processus d'ajustements latéraux dans ces systèmes, qui semblent constituer une source potentiellement importante des sédiments mesurés à l'exutoire.

2.2.3. Les processus d'incision dans les cours d'eau de faible énergie

A l'inverse des processus à l'origine de la migration des méandres au sein de leur plaine alluviale, les dynamiques d'incision du chenal dans les cours d'eau de faible énergie du nord-ouest de la France n'ont pas fait l'objet d'études spécifiques. Toutefois, la faible puissance spécifique de ces cours d'eau ne semble pas favoriser de processus d'incision significatifs. Cependant, dans le cadre de la mise en place de la DCE, des études devraient être prochainement menées afin d'évaluer l'impact de l'arasement d'ouvrages en travers.

3. Quantification et dynamiques des transferts sédimentaires dans les cours d'eau de faible énergie du nord-ouest de la France

3.1. Les dynamiques sédimentaires caractéristiques des cours d'eau de faible énergie

3.1.1. Identification des sédiments

Les cours d'eau de faible énergie du nord-ouest de la France, qui présentent généralement une puissance spécifique inférieure à 15 W.m^{-2} , disposent de forces tractrices très faibles. Ils

n'ont donc pas la capacité de transporter les sédiments les plus grossiers. C'est pourquoi l'ensemble des quantifications réalisées pour estimer les transferts sédimentaires aux exutoires de ces bassins versants ne quantifient, dans les faits, que les sédiments transportés en suspension, et considèrent la contribution de la charge de fond comme négligeable.

L'évaluation des transferts sédimentaires réalisés par la charge de fond n'a fait l'objet que d'études très récentes sur les cours d'eau du nord-ouest de la France, en dehors toutefois de la Loire, mais celle-ci présente des caractéristiques très différentes. Vongvixay (2012) a tenté d'estimer ces transferts sur une période d'un an, à l'aide de pièges à sédiments disposés dans le fond du chenal du Moulinet, un petit ruisseau d'ordre 2 localisé au sud du département de la Manche. Les résultats montrent que la part des sédiments grossiers transportés ne représente que quelques pourcents de la masse globale de sédiments exportée du bassin versant à l'échelle annuelle. Or, ces mesures ont été réalisées sur un petit bassin versant situé en amont, dans la zone dite de « production » du système fluvial, où la pente est la plus forte. Ce paramètre étant décroissant d'amont en aval du bassin versant, la fraction grossière transportée par les cours d'eau de faible énergie est donc encore plus négligeable aux exutoires de bassins versants d'une superficie plus importante. La mobilisation de la charge grossière observée en amont du bassin versant reste donc stockée plus en aval. Ceci confirme le fait que, dans les cours d'eau de faible énergie, évaluer les transferts sédimentaires revient à mesurer la charge transportée en suspension d'un bassin versant. Par conséquent, les termes de transferts ou de flux sédimentaires, ou encore de débits solides, souvent utilisés par la suite, ne correspondent dans les faits qu'à la charge transportée en suspension par le cours d'eau. Les exportations réalisées dans la charge de fond et sous la forme de matières dissoutes n'ont pas été pris en compte. La charge transportée en solution devrait être ajoutée à la charge non dissoute, notamment en contexte sédimentaire. Transportée de manière continue dans le cours d'eau, contrairement à la charge en suspension, elle peut en effet représenter des volumes importants à l'échelle annuelle. Cette dernière n'a toutefois pas été intégrée à notre étude qui s'est focalisée uniquement aux transferts sédimentaires réalisés en suspension.

3.1.2. Caractéristiques des transferts de MES dans les cours d'eau

Les transferts sédimentaires réalisés en suspension présentent une grande variabilité au cours de l'année, la majorité des transferts de MES ayant lieu sur des périodes relativement courtes (Pen Gao, 2008 ; Lopez-Tarazon, 2011). La temporalité de ces transferts est principalement contrôlée par le débit du cours d'eau. La grande majorité des études menées sur les MES montre ainsi que les transferts réalisés en dehors des périodes de crues sont très faibles alors que les volumes et les concentrations augmentent avec l'accroissement du débit. Cette forte dépendance au débit explique l'utilisation, par de nombreuses études, de relations empiriques qui estiment la concentration en MES à partir d'une valeur de débit, pour ensuite en déduire les volumes de MES exportés d'un bassin versant (Asselman, 2000). Cette relation se présente généralement sous la forme :

$$C_s = aQ^b$$

Avec :

C_s : la concentration en Matières En Suspension

Q : le débit du cours d'eau

a et b : les paramètres de la relation, avec a un coefficient et b un exposant.

Cette relation empirique présente toutefois une précision assez faible. R.I. Ferguson (1986) estime ainsi la marge d'erreur à environ 50%, ce qui limite assez fortement la crédibilité qui peut être accordée aux estimations réalisées avec cette méthode. La marge d'erreur importante de ces estimations provient principalement de la forte variabilité des transferts sédimentaires à des débits pourtant identiques. Cette relation ne prend effectivement pas en compte la variation saisonnière des transferts de MES, les conditions hydrologiques dans lesquelles se déroule la crue ainsi qu'une éventuelle évolution de la disponibilité en sédiments au cours de la crue (Asselman, 2000). Pour tenir compte de cette variabilité, certains auteurs ont alors amélioré les estimations en modifiant les relations empiriques initiales (Thomson et al, 1987 ; Morehead et al, 2003). C'est toutefois le développement des outils de mesure à haute fréquence de transferts de MES au début des années 1990 qui a permis d'améliorer fortement la précision de l'estimation des transferts de MES dans un bassin versant.

De nombreux chercheurs se sont attachés à identifier l'origine de la variabilité importante des transferts de MES en analysant les relations entre la concentration en MES et le débit du cours d'eau aux échelles annuelles, mensuelles ou à l'échelle de l'épisode hydrologique. Les premières études ont été menées dès les années 1960 (Muller et Forstner, 1968) et sont aujourd'hui encore très largement utilisées (Steegeen, 2000 ; Jansson, 2002 ; Hudson, 2003 ; Goodwin, 2003 ; Lenzi et Marchi, 2000 ; Seeger, 2004 ; Zabaleta et al, 2007 ; Nadal-Romero et al, 2008 ; Soler et al, 2008 ; Lopez-Tarazon et al, 2009 ; Rodriguez-Blanco et al, 2010 ; Lefrançois, 2007 ; Vongvixay et al, 2012). Les relations entre la concentration en MES (notée [MES]) et le débit (Q) sont généralement étudiées à l'aide d'une classification établie par Williams (1989) qui interprète les dynamiques de MES selon la symétrie ou les hystérésis que forme l'évolution des relations [MES] / débit au cours des crues.

L'interprétation des relations [MES] / Q au cours d'une crue apporte deux informations principales. Elle permet tout d'abord d'identifier l'intervention de différentes sources en sédiments dans le bassin versant, localisées à une distance plus ou moins importante de l'exutoire (Walling et Webb, 1982 ; Klein, 1984). Elle affine également la connaissance des dynamiques des transferts de MES car l'évolution des relations entre la concentration en MES et le débit permet d'identifier des phases de purge, de rechargement et d'épuisement des stocks de MES mobilisables par le cours d'eau (Jansson, 2002). L'interprétation des relations [MES] / Q permet ainsi à Lefrançois (2007) de déterminer une saisonnalité des transferts de MES caractérisée par une phase de constitution de stockages dans le chenal du cours d'eau lors du printemps et de l'été, majoritairement liée à la dégradation des berges par le pâturage. Ce stock est maximum en début d'automne. Il est ensuite progressivement purgé au cours de l'automne et devient limitant au cours de l'hiver. Les transferts de MES se réduisent alors progressivement malgré des débits qui restent importants en période de crue.

Les relations [MES] / Q permettent ainsi de montrer que le débit n'est pas la seule variable de contrôle des transferts de MES, et que la complexité des relations entre la concentration en MES et le débit du cours d'eau s'explique par l'intervention d'une grande diversité de sources sédimentaires réparties dans le bassin versant, et dont la contribution varie dans le temps et dans l'espace en fonction de la disponibilité en sédiments mobilisables par le cours d'eau (Asselman, 2000). Le débit, en augmentant la capacité de transport du cours d'eau, joue donc le rôle de facteur déclenchant des transferts sédimentaires. C'est ensuite la disponibilité en particules mobilisables par les écoulements de surface (dans le cours d'eau ou sur les versants) qui vient jouer le rôle de facteur limitant de ces transferts.

3.2. Quantification des transferts sédimentaires dans les cours d'eau de faible énergie

Parallèlement aux études menées sur les dynamiques des transferts sédimentaires dans les cours d'eau, de très nombreuses études se sont penchées au cours des dernières décennies sur la quantification des flux sédimentaires aux exutoires des bassins versants. Un recensement réalisé à l'échelle européenne en 2011 estime ainsi à 1794 le nombre de bassins versants d'au moins 0,01 Km² aux exutoires desquels les flux sédimentaires ont été mesurés durant une période d'au moins 1 an (Vanmaercke et al, 2011).

Ce recensement met toutefois en évidence de fortes disparités géographiques dans la répartition des sites suivis. En effet, la grande majorité des mesures a été réalisée dans le sud de l'Europe, en domaine méditerranéen, ou dans les espaces montagneux. Le domaine atlantique, sous forte influence océanique, apparaît quant à lui bien moins documenté. A l'échelle française, le constat est assez comparable (fig.1.8). En effet, de nombreuses quantifications des transferts sédimentaires ont été réalisées en domaine méditerranéen, (Cadillon et al, 1981 ; Fauroux, 1981 ; Olivry et Hoorelbeck, 1989 ; Descroix, 1994 ; Martin et al, 1997 ; Capanni, 2011), ou en contexte montagneux, dans les Alpes (Vivian et Thomas, 1982 ; Cravero et Guichon, 1989 ; Mano et al, 2007) et dans les Pyrénées (Coynel et al, 2003 ; Esteves et Ludwig, 2003 ; Serrat et al, 2001 ; Serrat, 1999). On observe donc une concentration importante des sites suivis dans les hydrosystèmes à forte énergie.

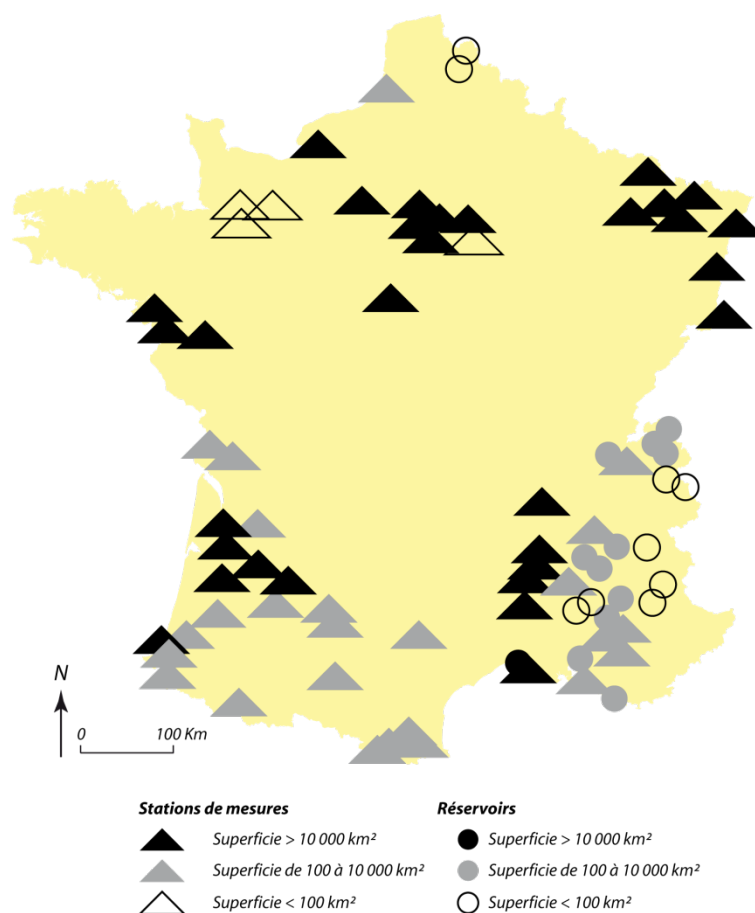


Figure n°1.8 : Localisation des exutoires de bassins versants pour lesquels des données de transferts sédimentaires sont disponibles en France, d'après Vanmaercke et al, 2011.

De nombreuses données ont également été obtenues aux exutoires des principaux systèmes fluviaux nationaux tels que le Rhône et ses affluents (Savey et al, 1967 ; Pont et al, 2002 ; Rollet, 2007 ; Chapuis, 2012), la Gironde (Scäfer et al, 2002), ou des principaux cours d'eau de plus faible énergie d'une large partie nord et ouest de la France (Meybeck, 2003 ; RIKZ, 2004 ; Mano et al, 2006 ; fig.1.9). Ces études avaient généralement pour principal objectif d'évaluer les niveaux d'érosion spécifiques généraux des principaux bassins versants français et d'établir une estimation quantifiée des sédiments exportés vers la mer.

En dehors des principaux systèmes fluviaux du Bassin Parisien, les données disponibles sur les cours d'eau de faible énergie ont été acquises au niveau de la zone d'incision de petits bassins d'une superficie inférieure à 10 km². En contexte armoricain, des données ont été obtenues aux exutoires des bassins versants du Moulinet et des Violettes, dans le sud du département de la Manche (Lefrançois, 2007), en Bretagne, sur le bassin de Kervidy (Vongvixay, 2012) et en Basse-Normandie, sur de petits affluents de l'Orne (Jaufret et Vêrague, 1986). Des mesures ont également été réalisées en contexte sédimentaire sur de petits affluents de la Marne (Sogon et al, 1999 ; Sogon, 1999), sur le bassin versant de Norville en Haute Normandie (Massei, 2006), ou plus à l'est, sur 3 petits bassins lorrains (Corbonnois, 1998). Quant aux données disponibles pour les cours d'eau d'échelle intermédiaires (100 – 1 000 km²), elles ne sont que très parcellaires. Nous n'avons recensé que 3 bassins versants : la Druance, un affluent de l'Orne en Basse-Normandie (Butaeye, 2001) et deux bassins versants haut-normands : l'Andelle et l'Austreberthe (Laignel et al, 2006). Sur l'ensemble de ces bassins versants, en contexte armoricain ou sédimentaire, les niveaux d'érosion spécifique sont très faibles. Ces derniers sont systématiquement inférieurs à 40 t/km²/an, en dehors toutefois de quelques bassins versants tels que la Druance (Butaeye, 2001) et la Damusse (Corbonnois, 1998) qui atteignent respectivement des niveaux d'érosion spécifique de 50 et 67 t/km²/an.

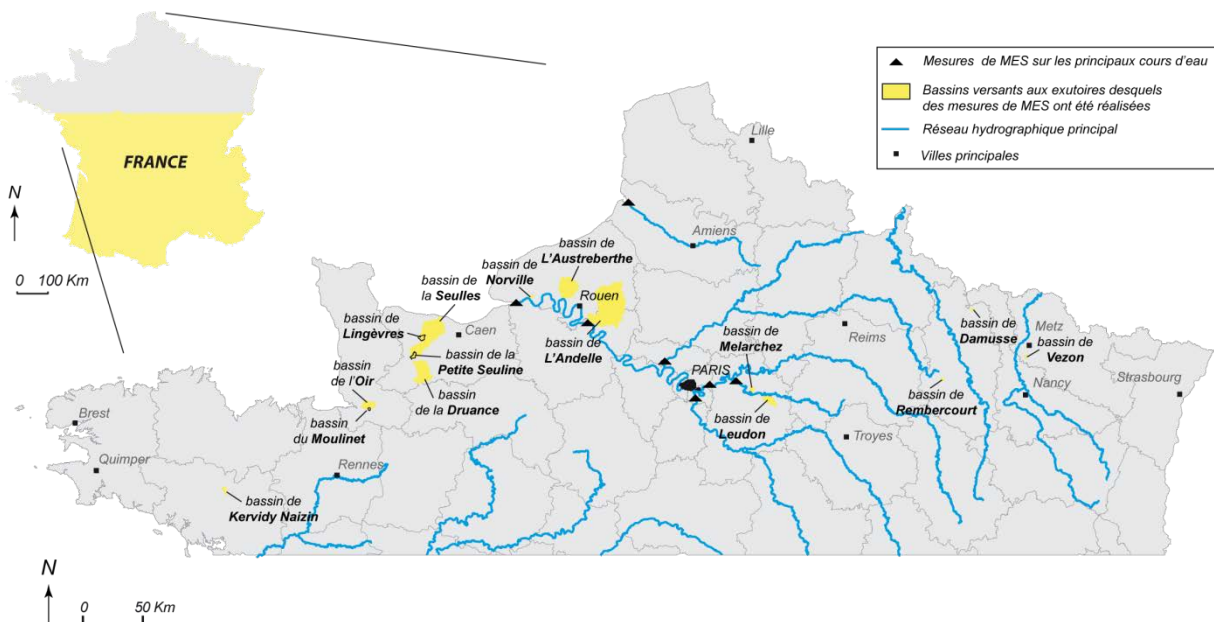


Figure 1.9 : Localisation des bassins versants aux exutoires desquels des mesures des flux de MES ont été estimées dans le nord et l'ouest de la France.

A l'échelle européenne, d'autres études ont été réalisées sous climat à influence océanique en Angleterre (Mac Manus et Duck, 1996 ; Heywood et Walling, 2003), en Galice (Espagne)

(Rodriguez-Blanco et al, 2010) ou encore en Allemagne (Asselmann, 2000). Comme en France, la majorité des études a été réalisée sur les principaux systèmes fluviaux ou aux exutoires de petits bassins versants. Cela dit, davantage de mesures ont été effectuées en Angleterre sur des bassins versants de taille intermédiaire, comprise entre 100 et 1 000 km. Les niveaux d'érosion spécifique mesurés sont, comme en France, inférieurs à 40 t/km²/an, en dehors cependant des bassins versants localisés en zone montagneuse.

C'est en Belgique et aux Pays-Bas que se concentre la grande majorité des mesures de transferts sédimentaires réalisées aux exutoires des bassins versants (Verstraeten et Poesen, 2001 ; Van Hoestenbergh et al, 2008 ; Huygens et al, 2000 ; Sine et Agneessens, 1978 ; Steegen, 2000 ; Huybrechts et al, 1989). Ces mesures sont toutefois effectuées sur les sols limoneux ou limono-sableux de la plaine de Flandres, particulièrement sensibles à l'érosion. Des niveaux d'érosion spécifique régulièrement supérieurs à 200 t/km²/an y ont été observés et ne sont donc pas toujours comparables avec les autres mesures réalisées en contexte océanique.

L'état des lieux réalisé précédemment permet de mettre en avant plusieurs angles morts dans les recherches scientifiques menées jusqu'à présent. Deux principaux constats peuvent ainsi être établis : une certaine méconnaissance des hydrosystèmes de faible énergie, *a fortiori* dans le nord-ouest de la France, et l'absence d'études intégrées des transferts sédimentaires permettant de retracer le cheminement des sédiments depuis l'échelle de la parcelle agricole jusqu'à l'exutoire du bassin versant.

4. Enjeux scientifiques et contexte de recherche

4.1. Un questionnement original

4.1.1. Vers une meilleure compréhension des dynamiques spatiales des transferts sédimentaires et des effets d'échelles

La méconnaissance des dynamiques sédimentaires internes aux hydrosystèmes de faible énergie tient tout d'abord au nombre réduit de sites de mesures mis en place, en comparaison avec les systèmes de plus forte énergie du sud de l'Europe. En effet, si les processus à l'origine de la formation du ruissellement érosif et de la remobilisation des stockages alluviaux ont fait l'objet de nombreuses études depuis le début des années 1980 et sont aujourd'hui bien décrits, les dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires vers les cours d'eau de faible énergie restent encore peu documentées, notamment dans le nord-ouest de la France.

En effet, pour étudier les dynamiques spatiales des transferts sédimentaires, il est nécessaire de disposer, pour un même bassin versant, de données relatives à l'ensemble des sous-systèmes sédimentaires de l'hydrosystème. Or, si les processus à l'origine de production de sédiments sur les versants et dans les fonds de vallées sont aujourd'hui particulièrement documentés, que ce soit à l'échelle de la parcelle agricole, du versant, du site atelier de mesure de reculs de berges ou du tronçon fluvial, très peu d'études se sont intéressées aux contributions respectives de chacune des sources sédimentaires dans un même bassin versant.

Il est également nécessaire de disposer d'un réseau de mesures adapté qui permette d'observer les transferts sédimentaires à différentes échelles emboîtées. Or, l'objectif des sites de mesure mis en place n'est généralement destiné qu'à appréhender le cheminement des

sédiments depuis les lieux de production sur les versants jusqu'à l'exutoire. En effet, les mesures réalisées aux exutoires des principaux cours d'eau européens permettent de disposer de mesures à l'échelle globale des bassins versants, mais ne s'interrogent que rarement sur l'origine et les modes de transferts des sédiments au sein du bassin. A l'inverse, les mesures réalisées aux exutoires de petits bassins versants situés très en amont ne permettent pas non plus de déterminer le devenir des sédiments plus à l'aval. Il est donc rarement envisageable de suivre les transferts sédimentaires à différentes échelles emboîtées au sein d'un même bassin versant.

Ainsi, parmi l'ensemble des références bibliographiques recensées dans le nord-ouest de la France, seuls Sogon et al (1999) et Vongvixay (2012) ont positionné différentes stations de mesures selon une logique d'emboîtement d'échelle. Sogon et al (1999) ont mis en place trois stations sur un petit affluent de la Marne. Toutefois, la taille du plus grand bassin versant suivi n'est que de 30 km². Les effets d'échelle observés sont par conséquent difficilement comparables avec des systèmes de plusieurs centaines de km². Plus récemment, Vongvixay (2012) a positionné deux stations également selon une logique d'emboîtement d'échelle sur le bassin versant de l'Oir (4 et 87 km²), mais les données acquises pour le moment n'ont pas permis de s'intéresser réellement aux effets d'échelles. Celles-ci feront l'objet de prochaines investigations.

Le peu d'études spatialement intégrées menées sur les transferts sédimentaires explique ainsi la méconnaissance des effets d'échelles sur les dynamiques spatiales et temporelles des flux de sédiments internes au bassin versant. Il est par conséquent difficile aujourd'hui d'aller au-delà d'un fonctionnement en boîte noire et de comprendre la complexité des dynamiques sédimentaires internes au bassin versant, notamment dans les systèmes de plusieurs centaines de km².

L'apparition des turbidimètres depuis le début des années 1990 est un élément important qui a favorisé une meilleure compréhension des dynamiques spatiales des transferts sédimentaires dans les cours d'eau de faible énergie. En effet, l'utilisation de turbidimètres permet de mesurer à haute fréquence les flux de MES et donc de mieux prendre en compte la forte variabilité temporelle des flux de MES dans les cours d'eau. La résolution temporelle très fine des mesures permet d'affiner considérablement l'évaluation des niveaux spécifiques des bassins versants suivis (Laignel, 2006). De plus, l'introduction des turbidimètres donne la possibilité, une fois la relation d'étalonnage entre la turbidité et la concentration en MES établie, de s'affranchir du traitement long et parfois fastidieux des échantillons en laboratoire. L'apparition des mesures de turbidité à haute fréquence permet dès lors de démultiplier le nombre de sites suivis dans un bassin versant, ce qui était jusqu'à présent difficilement envisageable compte tenu du temps nécessaire pour le traitement des échantillons en laboratoire. Le réseau de suivi des transferts de MES dans les cours d'eau de faible énergie se développe donc aujourd'hui assez rapidement même si le nombre de sites observatoires suivis à haute fréquence sur une période pluriannuelle reste très réduit dans le nord-ouest de la France.

4.1.2. Vers une meilleure évaluation des dynamiques sédimentaires d'un système fluvial « ordinaire »

Le suivi des transferts sédimentaires au sein d'un cours d'eau moyen présente des enjeux forts en terme de gestion des hydrosystèmes. Les mesures réalisées aux exutoires des principaux cours d'eau européens ont généralement pour principaux objectifs d'évaluer des niveaux d'érosion généraux et de quantifier les apports sédimentaires des bassins versants à la

mer. A l'inverse, le suivi des transferts sédimentaires à l'échelle locale a souvent pour principal objectif de comprendre les dynamiques sédimentaires de petits bassins versants qui présentent des enjeux forts en terme de gestion (dégradation de la qualité des eaux souterraines ou de surface, érosion des sols, *etc.*), mais qui ne sont pas nécessairement représentatifs des niveaux d'érosion habituellement observés dans les hydrosystèmes plus « ordinaires ».

En effet, si de nombreux petits bassins versants sur sols limoneux du nord-ouest de l'Europe, particulièrement sensibles au ruissellement et à l'érosion, ont fait l'objet de suivis, le nombre de petits bassins versants ordinaires étudiés dans le nord-ouest de la France est particulièrement réduit. Dès lors, il est possible de s'interroger sur la validité des niveaux d'érosion spécifiques moyens calculés à l'échelle française ou européenne, qui se basent principalement sur des mesures réalisées sur des cours d'eau qui ne sont pas nécessairement représentatifs des dynamiques sédimentaires les plus courantes. Le suivi des transferts sédimentaires dans les cours d'eau de faible énergie du nord-ouest de la France représente des enjeux forts en terme de recherche, car le nombre de sites de mesures caractéristiques des dynamiques ordinaires des hydrosystèmes de faible énergie du nord-ouest de la France est très réduit.

D'autre part, la mise en place d'un réseau de mesures à différentes échelles emboîtées permettrait également d'affiner l'estimation des niveaux d'érosion spécifique dans le nord-ouest de la France. En effet, au-delà du choix des sites qui ne sont pas toujours nécessairement représentatifs, les calculs d'érosion spécifique moyens sont effectués sans tenir compte de l'échelle d'observation des transferts sédimentaires. Or, il est très probable que l'échelle à laquelle sont mesurés les transferts sédimentaires influence le niveau d'érosion spécifique obtenu.

La réalisation d'une approche à différentes échelles spatiales tentant d'évaluer la contribution de chacun des sous-systèmes sédimentaires d'un bassin versant présente donc de nombreux intérêts en terme de recherche fondamentale. De plus, ces travaux sont d'une grande importance en terme de gestion des hydrosystèmes. En effet, en l'absence de données quantifiées et de connaissances sur les dynamiques spatiales des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes de faible énergie, les modalités de gestion sont bien souvent établies sur la base de mesures réalisées dans des systèmes très différents de ceux sur lesquels ils sont appliqués. Il est donc important de disposer aujourd'hui de mesures quantifiées de ces transferts dans le nord-ouest de la France. D'autre part, la connaissance des effets d'échelle est également une problématique centrale qui peut permettre de définir plus précisément les référentiels géographiques les plus adaptés à la gestion des ressources environnementales, ce qui est aujourd'hui fondamental dans le cadre de la mise en place de la DCE en France. Cela permettrait notamment de focaliser les actions de gestion sur les zones les plus fonctionnelles du bassin versant.

4.2. Un contexte de recherche favorable à une approche intégrée des transferts sédimentaires

La difficulté à mener une approche intégrée des dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires dans des hydrosystèmes « ordinaires » tient, comme cela a été évoqué précédemment, à la nécessité de disposer, au sein d'un même bassin versant, de nombreuses données relatives aux différents sous-systèmes sédimentaires de l'hydrosystème, aussi bien sur les versants que dans les fonds de vallées. Il est donc nécessaire pour cela de créer une synergie

autour d'un bassin versant commun et de rassembler un ensemble de savoirs et de savoir-faire permettant d'appréhender le fonctionnement de l'ensemble des composantes de l'hydrosystème.

Depuis sa création en 1962, le laboratoire LETG-Caen GEOPHEN a accumulé de nombreuses connaissances sur l'ensemble des composantes des hydrosystèmes normands, acquises lors de programmes de recherches, d'études appliquées menées avec les différents gestionnaires des ressources environnementales, de travaux de thèses ou encore de mémoires de Master.

De solides connaissances ont tout d'abord été acquises sur les caractéristiques climatiques et sur le fonctionnement hydrologique des bassins versants bas-normands. O. Cantat et L. Brunet (Cantat et Brunet, 2001) ont ainsi montré la diversité des contextes climatiques de Basse-Normandie et ont démontré qu'au-delà du climat océanique qui recouvre l'intégralité de la région, il existe à l'échelle locale une grande diversité de micro-climats en fonction « *des effets combinés de la diversité des expositions de façade, de la distance au littoral et de la topographie* ».

La connaissance des caractéristiques climatiques régionales a permis de mener en parallèle des recherches sur les dynamiques hydrologiques des cours d'eau bas-normands, développées dans le cadre des travaux de thèse de E. Agasse (Agasse, 2005). Ces travaux ont permis à J-M. Cador (Cador, 2005) d'aboutir à la définition d'une typologie des cours d'eau régionaux sous la forme de « pays hydrologiques » qui permettent d'apprécier finement toute la diversité des hydrosystèmes régionaux et leurs caractéristiques respectives.

Dans le même temps, les travaux de P. Le Gouée et de D. Delahaye menés en Haute et Basse-Normandie se sont attachés à décrire les processus à l'origine du ruissellement érosif et à évaluer la sensibilité des sols à l'érosion. Delahaye (1992), dans le cadre de sa thèse, a en effet estimé la sensibilité des systèmes de production agricoles vis-à-vis de la production de ruissellement et de l'érosion des sols à l'échelle de la parcelle. Il a également quantifié, à l'aide de placettes expérimentales, l'intensité des niveaux d'érosion des sols dans les différents contextes agricoles de Basse-Normandie. P. Le Gouée (Le Gouée, 2004) a, quant à lui, tenté d'évaluer la sensibilité des sols à l'érosion sur un petit bassin versant du sud du département de la Manche en développant un modèle intégrant, à l'échelle de la parcelle agricole, les caractéristiques intrinsèques du sol, les paramètres pluviométriques ainsi que les pratiques agricoles. Ce premier modèle a abouti quelques années plus tard à la réalisation d'un modèle appelé SCALES (Le Gouée et al, 2010). Cette modélisation combine et hiérarchise un ensemble de paramètres relatifs aux pratiques culturales, aux caractéristiques intrinsèques du sol et au contexte climatique, pour définir 6 classes de sensibilité des sols à l'érosion comprises entre 0 (sensibilité à l'érosion nulle) et 5 (sensibilité à l'érosion très forte) (fig. n°1.10). L'ensemble des paramètres intégrés au modèle sont cartographiés à l'échelle de l'ilot PAC (parcelle ou groupe de parcelles), ce qui garantit une cartographie fine de la sensibilité des sols à l'érosion. La réalisation d'une cartographie des sols à l'échelle du 1/50 000^{ème} sur le département du Calvados a ensuite permis de proposer une modélisation de l'aléa érosion des sols réalisée sur le département du Calvados en 2006- 2007 (Le Gouée et D. Delahaye, 2008).

Au-delà de l'évaluation de la sensibilité des sols à l'échelle de la parcelle agricole, D. Delahaye et P. Langlois se sont intéressés aux dynamiques de ruissellement sur les versants. Ils ont ainsi développé un automate cellulaire nommé « RuiCells » capable de modéliser l'impact de la structure des bassins versants et de l'organisation spatiale de l'occupation du sol sur la propagation du ruissellement érosif dans les bassins versants (Langlois et Delahaye, 2002). Ces

éléments ont été plus particulièrement développés dans le cadre de la thèse de J. Douvinet (Douvinet, 2008).

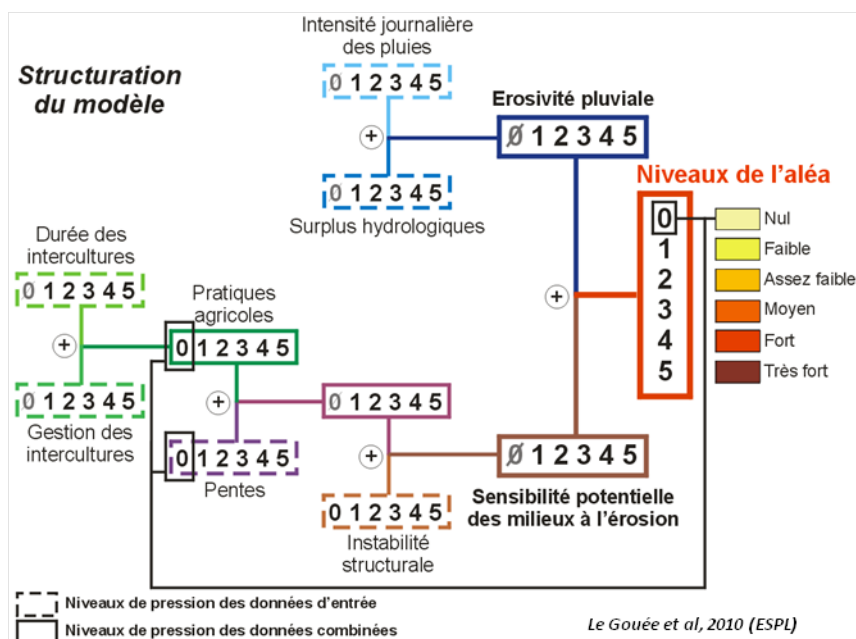


Figure 1.10 : Organisation du modèle SCALES, d'après Le Gouée et al, 2010.

L'ensemble de ces connaissances acquises a permis de s'intéresser alors à l'étude du système bassin versant en intégrant l'impact de la structure paysagère (occupation du sol, maillage bocager, réseau routier, de talus ou de fossés, etc.) qui modifie la dynamique purement topographique du ruissellement sur les versants et dont le rôle est fondamental en domaine bocager (Viel, 2006). Le laboratoire disposait donc d'une connaissance fine des caractéristiques des sols régionaux et de leur sensibilité à l'érosion, mais également des processus et des dynamiques spatiales des transferts sédimentaires sur les versants.

Les connaissances disponibles sur les stocks sédimentaires localisés dans les fonds de vallées reposent principalement sur des études menées par L. Lespez qui a décrit les remplissages alluviaux de différents bassins versants de la plaine de Caen (plus particulièrement celui de la Mue, à l'ouest de la ville de Caen), dans l'objectif d'identifier l'évolution des dynamiques fluviales des cours d'eau bas-normands au cours de l'Holocène (Lespez et al, 2005, 2008, 2012).

Le laboratoire LETG-Caen GEOPHEN disposait donc de savoirs et de méthodes pour l'ensemble des sous-systèmes sédimentaires de l'hydrosystème. Les conditions étaient par conséquent propices à la mise en place d'une approche intégrée des transferts sédimentaires. Cela s'est traduit concrètement par la mise en place d'un observatoire des hydrosystèmes bas-normands sur le bassin versant de la Seulles.

◆ *La réflexion a été menée autour de trois objectifs plus spécifiques :*

- **Identifier les différentes sources sédimentaires** dans le bassin versant. Pour cela, nous nous sommes interrogés sur l'origine et les modes de transferts du ruissellement érosif sur les versants, mais également sur la production interne en sédiments dans le chenal. Nous avons ainsi cherché à identifier l'existence des stocks alluviaux, à comprendre les

dynamiques à l'origine de leur constitution et les conséquences de ces stockages sur le fonctionnement actuel du cours d'eau.

- **Apporter des connaissances** en terme de volumes de sédiments exportés à différentes échelles d'un bassin versant, et de dynamiques temporelles au sein **d'hydrosystèmes ordinaires** du nord-ouest de la France. La réflexion a été menée autour des seuils et des rythmes de production sédimentaire au sein d'un bassin versant représentatif de la diversité des hydrosystèmes normands. Nous nous sommes plus particulièrement interrogés sur l'identification de la saisonnalité des transferts sédimentaires, c'est-à-dire sur l'observation de phases de purge, de recharge ou de stockage sédimentaire intermédiaires dans le bassin versant.
- **Identifier le rôle de l'emboîtement des échelles** sur l'organisation spatiale et temporelle des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes normands. Nous nous sommes ici attachés à identifier les volumes de sédiments exportés, la saisonnalité des transferts sédimentaires et la contribution des différentes sources dans le bassin versant à différentes échelles spatiales emboîtées.



Chapitre 2

Présentation et choix du secteur d'étude

<i>1. Diversité des hydrosystèmes normands</i>	<i>p 44</i>
<i>2. La Seulles, un bassin versant représentatif de la diversité des hydrosystèmes bas-normands</i>	<i>p 49</i>

Introduction

Principalement connue pour son caractère arrosé, **la Basse-Normandie cache dans les faits une grande diversité d'hydrosystèmes aux fonctionnements variés**. Cette diversité provient principalement de la position de transition de la Basse-Normandie entre les formations sédimentaires du Bassin Parisien et les formations siliceuses et granitiques du Massif Armoricaïn. Cette position d'interface a produit une grande variété de formes topographiques et structurales qui, associées à des mises en valeur agricoles variées, sont à l'origine de paysages très contrastés entre bocage et openfield. Cette position de contact fait ainsi de la région un espace de travail particulièrement intéressant où l'on dispose de bassins versants représentatifs de la diversité de fonctionnement des hydrosystèmes d'un large quart nord-ouest de la France dans un cadre géographique restreint.

L'objectif de ce chapitre est d'**exposer les principaux traits caractéristiques de la diversité des hydrosystèmes normands** afin de justifier le choix du bassin de référence utilisé.

1. Diversité des hydrosystèmes bas-normands

1.1. Une position d'interface entre le Bassin Parisien et le Massif Armoricaïn

« En Normandie, un pays d'architecture plissée, située à l'ouest et appartenant au Massif Armoricaïn s'oppose à un pays d'architecture tabulaire à l'est, partie du Bassin Parisien » (Doré, 1977). La limite entre ces deux formations est localisée le long d'une ligne reliant du nord au sud les communes de Littry, May-sur-Orne, Sées et Alençon.

A l'ouest de cette ligne se trouvent les formations plissées au cours des orogénèses cadomienne et hercynienne du Massif Armoricaïn où affleurent sur la majeure partie de la surface les formations du Briovérien, composé principalement de schistes, de grès et de conglomérats issus du démantèlement des massifs en place (fig.2.1). L'érosion différentielle est à l'origine de la formation d'un relief de collines dont les altitudes varient d'une dizaine de mètres près des côtes à des altitudes de 150 à 200 m dans le Cotentin, le Coutançais, la région de St Lô ou le Prébocage et le Bocage ornais. L'érosion différentielle fait cependant ressortir deux grands axes dans la topographie régionale, constitués de grès et de schistes primaires très résistants, plissés, formant un relief de type appalachien. Le premier correspond au synclinal bocain qui s'étend de Granville à Falaise. Le second synclinal s'étire de Mortain à Domfront. Ces formations plissées présentent des reliefs en échine nettement plus vigoureux dont les altitudes sont comprises le plus souvent entre 280m et 350m, voire 365m pour le Mont Pinçon, qui témoignent de la surface d'aplanissement post-hercynienne (Elhaï, 1963). Les principales barres gréseuses et de conglomérats sont ponctuellement recoupées par le réseau hydrographique dans les zones fracturées. Deux principales cluses recoupent ainsi le synclinal bocain : la première sur l'Orne, au niveau de la Suisse Normande, sur la commune de Clécy, et la seconde sur la Vire et la Souleuvre. Le socle est également percé de grandes intrusions granitiques, principalement orientées

Est/Ouest, reliant Alençon à Mortain et Vire à Carolles. Elles sont entourées de roches métamorphiques très résistantes appelées cornéennes qui topographiquement se retrouvent en position saillante, notamment lorsque les granites sont arénisés. Elles prennent également la forme de batholithes au niveau des communes d'Athis. Leur altitude moyenne est de l'ordre de 200 m. Elles présentent une topographie de collines comparables à ce qui est observé sur le Briovérien. On retrouve également des structures plissées de schistes et de grès ainsi que des intrusions granitiques (Flamanville) dans le nord du département de la Manche, mais à des altitudes moins élevées, comprises entre 120 et 170 m d'altitude.

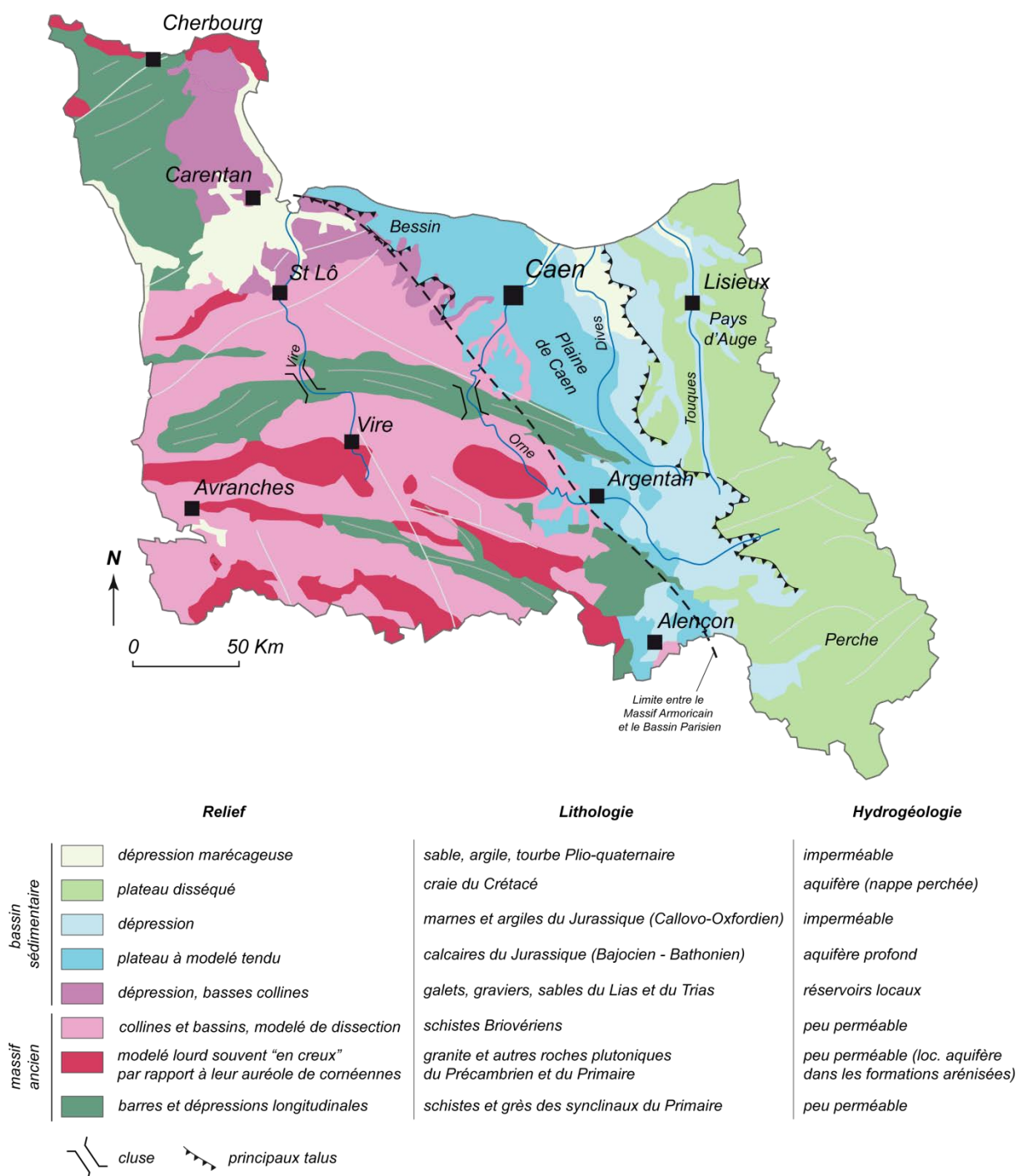


Figure 2.1 : Carte géologique simplifiée de Basse-Normandie, Guides géologiques régionaux Normandie Maine, modifié d'après Doré, 1977.

A l'est des formations associées au Massif Armoricaïn, on trouve des formations fondamentalement différentes, constituées d'une succession de couches sédimentaires meubles et cohérentes appartenant à la terminaison occidentale du Bassin Parisien, déposées au rythme des transgressions et des régressions marines identifiées à partir du Lias. En Basse-Normandie, le pendage des couches se caractérise par une inclinaison orientée ouest-est vers le centre du bassin. Ce pendage monoclinale résulte d'une longue phase de subsidence du centre du bassin au secondaire et au tertiaire ainsi que du soulèvement des marges septentrionales, méridionales et orientales au cours du Néogène (Klein, 1975).

Le contexte sédimentaire présente une topographie fondamentalement différente de celle du Massif Armoricaïn. Il se caractérise par un paysage de plateaux faiblement ondulés aux vallées parfois profondément incisées. En Basse-Normandie, le Bassin Parisien peut être scindé en différentes entités. A l'Ouest, au contact avec le Massif Armoricaïn, se trouvent les formations sédimentaires du Bessin constituées des calcaires du Bajocien, les plus anciens de la région, déposés sur les argiles du Trias. Elles forment un plateau d'environ 30 à 80m d'altitude et d'une surface peu étendue, rapidement limité dans sa partie ouest par un talus au niveau du contact avec le Massif Armoricaïn correspondant à la cuesta du Bessin. Ce plateau est principalement drainé par les bassins versants de l'Aure et de la Seulles qui prennent toutes deux leur source en domaine armoricaïn. Plus à l'est, le plateau du Bessin s'ouvre pour laisser place au plateau de la campagne de Caen, d'une superficie nettement plus importante située entre le Bessin, Caen et Falaise. Il est légèrement incliné vers le nord, passant d'altitudes comprises entre 150m pour les plus élevées et 60 m autour de Caen. Il est principalement composé des calcaires du Bathonien, puissant aquifère qui alimente les bassins versants de l'Orne, de la Thue et de la Mue et de l'Odon. Plus à l'Ouest, entre la plaine de Caen et la cuesta du Pays d'Auge, on observe à nouveau un plateau plus élevé (entre 100 et 150m d'altitude) formé sur les calcaires et les marnes du Callovien et de l'Oxfordien. Enfin, plus à l'est, on retrouve les plateaux du Pays d'Auge, formés sur les craies du Crétacé. Ils sont inclinés vers le nord, depuis les collines du Perche. Les altitudes moyennes sont comprises entre 250 et 300m sur le Perche et elles se réduisent progressivement jusqu'à la Manche où elles ne sont plus que de 60m environ. La Touques et ses affluents qui drainent ces plateaux sont souvent fortement encaissés dans les craies du Crétacé et parfois même du Jurassique. Ces plateaux sont limités dans la partie ouest par la cuesta du Pays d'Auge.

En terme d'organisation du réseau hydrographique, la grande majorité des cours d'eau bas-normands présentent une orientation sud – nord, et trouvent la Manche pour exutoire. C'est le cas de la Touques, de la Dives, de l'Orne et de la Seulles. Dans le nord du département de la Manche, la dépression du Seuil du Cotentin fait confluer la majorité des cours d'eau vers la baie des Veys qui forme un exutoire aux bassins versants de la Douves, de la Vire et de l'Aure. L'organisation du réseau hydrographique n'est donc pas nécessairement adaptée à l'agencement des deux principaux synclinaux. L'Orne et la Vire sont parvenus à exploiter les faiblesses des formations les plus résistantes et à les inciser en gorges. Seuls les bassins versants de la Sée et de la Sélune suivent les principales dépressions schisteuses et se jettent dans la Baie du Mont Saint Michel, sur la Côte Ouest de la région.

1.2. Caractéristiques climatiques et pluviométriques régionales

L'image traditionnelle de la Normandie met en avant son caractère particulièrement arrosé tout au long de l'année. Le climat bas-normand est en effet très influencé par la proximité de la Manche et de l'Océan Atlantique qui lui confèrent un climat pluvio-évaporale océanique marqué

par une faible évolution des précipitations et des températures au cours de l'année (fig.2.2). Les normales de températures et de précipitations de la station météorologique de Caen – Carpiquet, calculées entre 1980 et 2010, montrent ainsi que les températures moyennes mensuelles s'échelonnent entre 4 et 13°C. La hauteur moyenne annuelle des précipitations est estimée à 743 mm et les lames d'eau précipitées à l'échelle mensuelle évoluent de 49 pour le mois d'avril et 78 mm pour le mois de décembre.

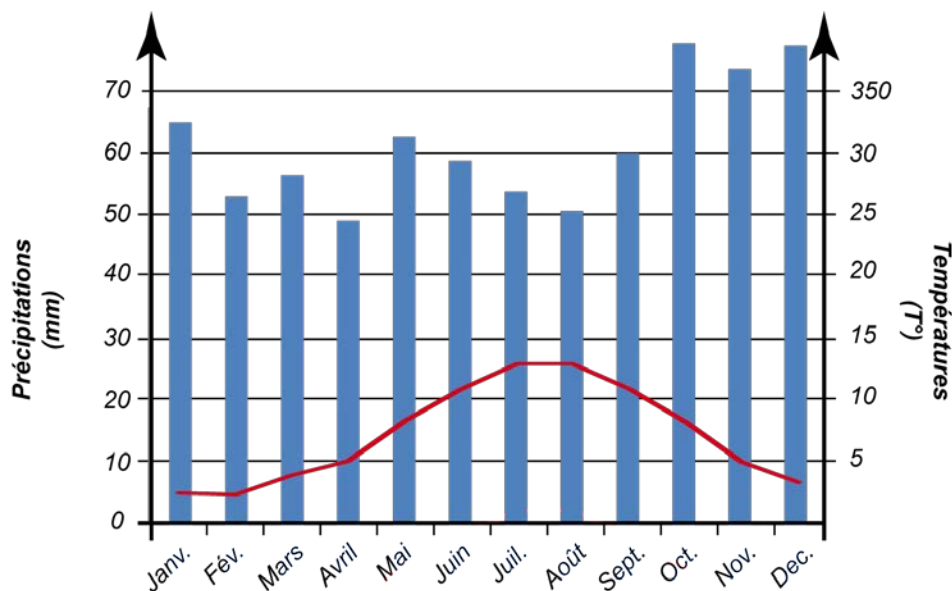


Figure 2.2 : Diagramme ombro-thermique de la station de Caen – Carpiquet, données mensuelles moyennes calculées sur la période 1980 – 2010.

Cependant, si à l'échelle régionale la Basse-Normandie est marquée par un climat océanique qui affecte de manière générale l'ensemble du domaine océanique européen, « *plusieurs subdivisions apparaissent lorsque nous cherchons à caractériser plus finement la réalité climatique de cet espace* » (Cantat, 2001). Il existe en effet une grande variabilité des lames d'eau écoulées au sein de la région, comprises entre 600 mm à proximité du littoral et la plaine de Caen et plus de 1200 mm sur les collines du bocage virois, surnommé le « château d'eau » de la Basse-Normandie (fig.2.3). L'Atlas de Normandie distingue ainsi au sein de la région un ensemble de « pays climatiques » (Trzpit, 1970). Il montre que si l'on retrouve logiquement à proximité des côtes un climat maritime, le climat apparaît plus contrasté à l'intérieur des terres, sur les collines normandes (Escourrou, 1978). En effet ces collines, qui forment les premiers obstacles aux masses d'air chargées d'humidité, réactivent les perturbations et favorisent une pluviosité plus élevée qu'en bord de mer. Cela dit, elles jouent également le rôle d'obstacle à la pénétration des masses d'air océaniques dans les terres, ce qui favorise un climat plus continental qu'en bordure du littoral (Cantat, 2001).

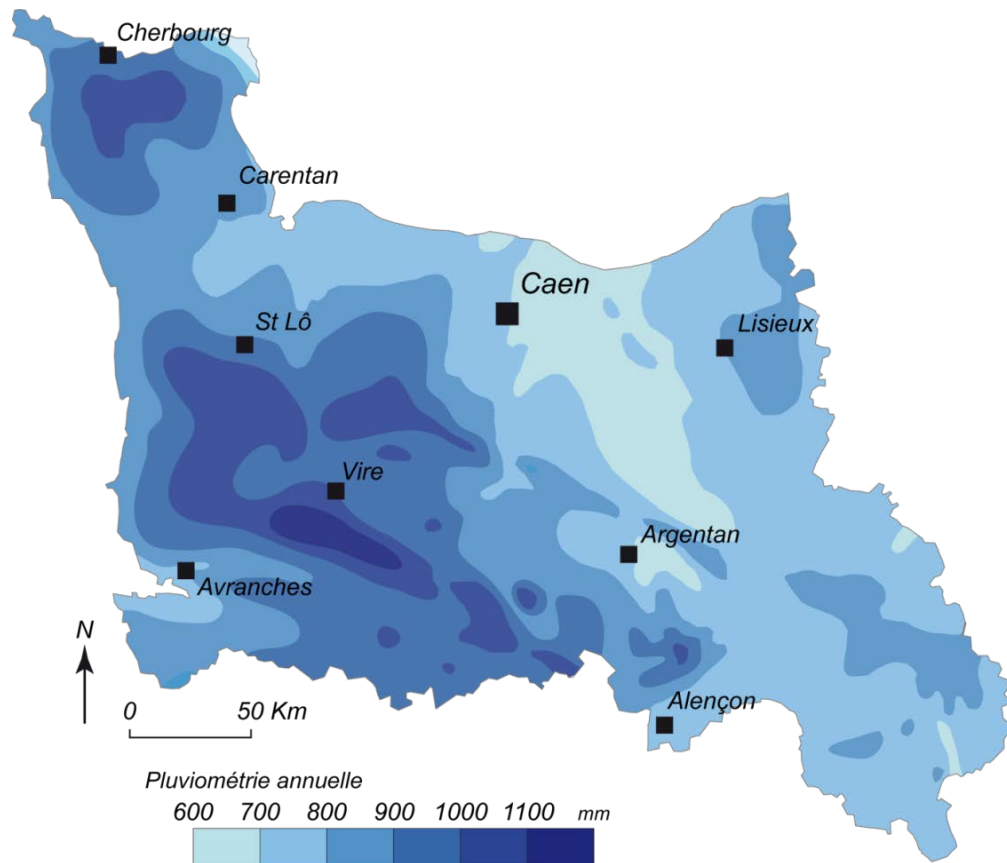


Figure 2.3 : Carte des lames d'eau moyennes précipitées en Basse-Normandie, d'après l'Atlas de Normandie (Trzpit, 1970).

1.3. Une grande diversité de pays hydrologiques

La Basse-Normandie présente donc une grande variété de contextes géologiques, géomorphologiques, pédologiques et climatiques à l'origine d'une grande diversité de fonctionnement hydrologique des cours d'eau. On y trouve en effet à la fois des cours d'eau caractéristiques des plateaux du Bassin Parisien, d'autres représentatifs des dynamiques hydrologiques du Massif Armoricaïn, ainsi qu'un ensemble de cours d'eau, positionnés à l'interface entre chacun de ces contextes, et présentant des dynamiques mixtes.

Afin de souligner cette diversité, Agasse (2005) et Cador (2005) ont tenté de synthétiser l'ensemble des dynamiques des cours d'eau bas-normands sous la forme de 8 « pays hydrologiques » (fig.2.4) qui reposent sur les caractéristiques climatiques des bassins versants et sur les dynamiques hydrologiques imposées par les grandes morpho-structures et les formations superficielles. En contexte armoricaïn, les formations géologiques peu perméables ne permettent pas la formation d'aquifères importants et favorisent une alimentation par des processus de ruissellement de surface ou hypodermiques. Quelques nappes résiduelles sont néanmoins observées dans les formations très fracturées ou dans les secteurs granitiques arénisés. Ainsi, le caractère peu aquifère des formations armoricaines explique la densité de drainage élevée et favorise une forte réactivité des cours d'eau aux épisodes pluvieux. En l'absence d'alimentation conséquente par les nappes phréatiques susceptible de soutenir le débit de base, les cours d'eau sont également soumis à des étiages sévères en période estivale.

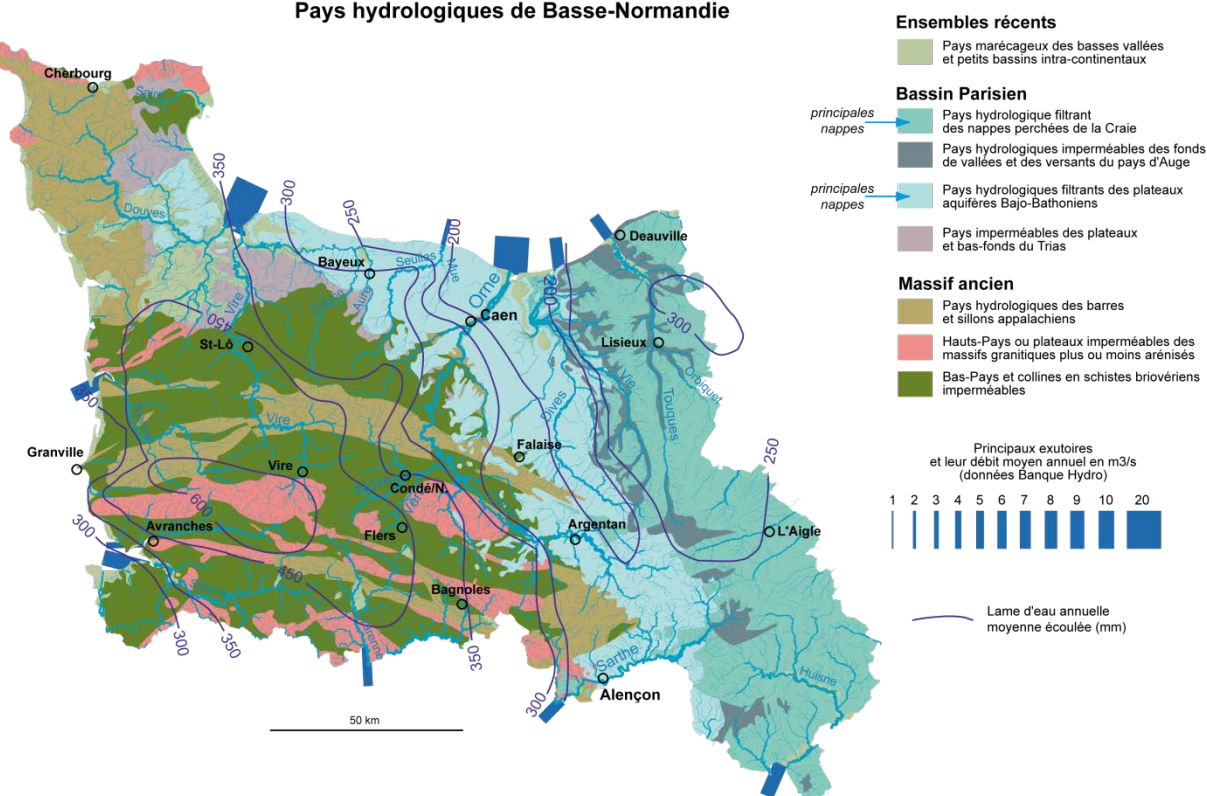


Figure 2.4 : Cartographie des pays hydrologiques de Basse-Normandie, réalisation : Cador J-M, 2012.

La situation est très différente en contexte sédimentaire. En effet, en dehors des marnes et des argiles du Jurassique moyen et supérieur, les formations calcaires du Bassin Parisien, très perméables, ont permis la formation des aquifères du Bajocien, du Bathonien et du Cénomanién. Ces formations perméables favorisent donc, contrairement au contexte armoricain, une densité de drainage peu élevée et des régimes hydrologiques principalement contrôlés par les nappes phréatiques. Le fonctionnement hydrologique des cours d'eau en contexte sédimentaire se caractérise donc par un régime beaucoup plus uniforme au cours de l'année avec une réactivité des bassins versants moins importante qu'en contexte armoricain, notamment lors des principaux épisodes pluvieux automnaux et hivernaux.

La diversité de fonctionnement hydrologique des cours d'eau imposée par les différents contextes morpho-structuraux fait donc de la Basse-Normandie une région représentative de l'ensemble des hydrosystèmes du grand ouest de la France. Au sein de la région, nous avons fait le choix de nous focaliser plus particulièrement sur un bassin versant représentatif des hydrosystèmes régionaux, situé à l'interface entre les deux formations géologiques régionales.

2. La Seulles : un bassin versant représentatif de la diversité des hydrosystèmes bas-normands

2.1. Justification du secteur d'étude

Le choix du bassin versant étudié a tout d'abord été guidé par la volonté de mettre en place un « observatoire des hydrosystèmes normands ». Le bassin versant choisi se devait donc d'être représentatif de la diversité des pays hydrologiques identifiés en Basse-Normandie.

Compte tenu de cette contrainte, nous avons choisi de suivre le bassin versant de la Seulles (Calvados). Ce bassin versant, situé à l'Ouest de l'agglomération caennaise et d'une superficie de 430 km² est positionné sur la terminaison occidentale du Massif Armoricaïn dans sa partie amont et sur les plateaux sédimentaires de la campagne de Caen dans sa partie aval (fig.2.5). Sa position de contact entre ces deux unités morpho-structurales est à l'origine d'une diversité géomorphologique, pédologique et paysagère, qui fait de la Seulles un bassin versant représentatif des hydrosystèmes observés en Basse Normandie.

D'autre part, ce bassin présente des enjeux importants en terme de gestion des ressources environnementales car il a été jugé prioritaire dans le cadre de la mise en place du SDAGE¹ Seine-Normandie. La mise en place de cet observatoire permettra d'alimenter la réflexion sur les actions de restauration à mener.

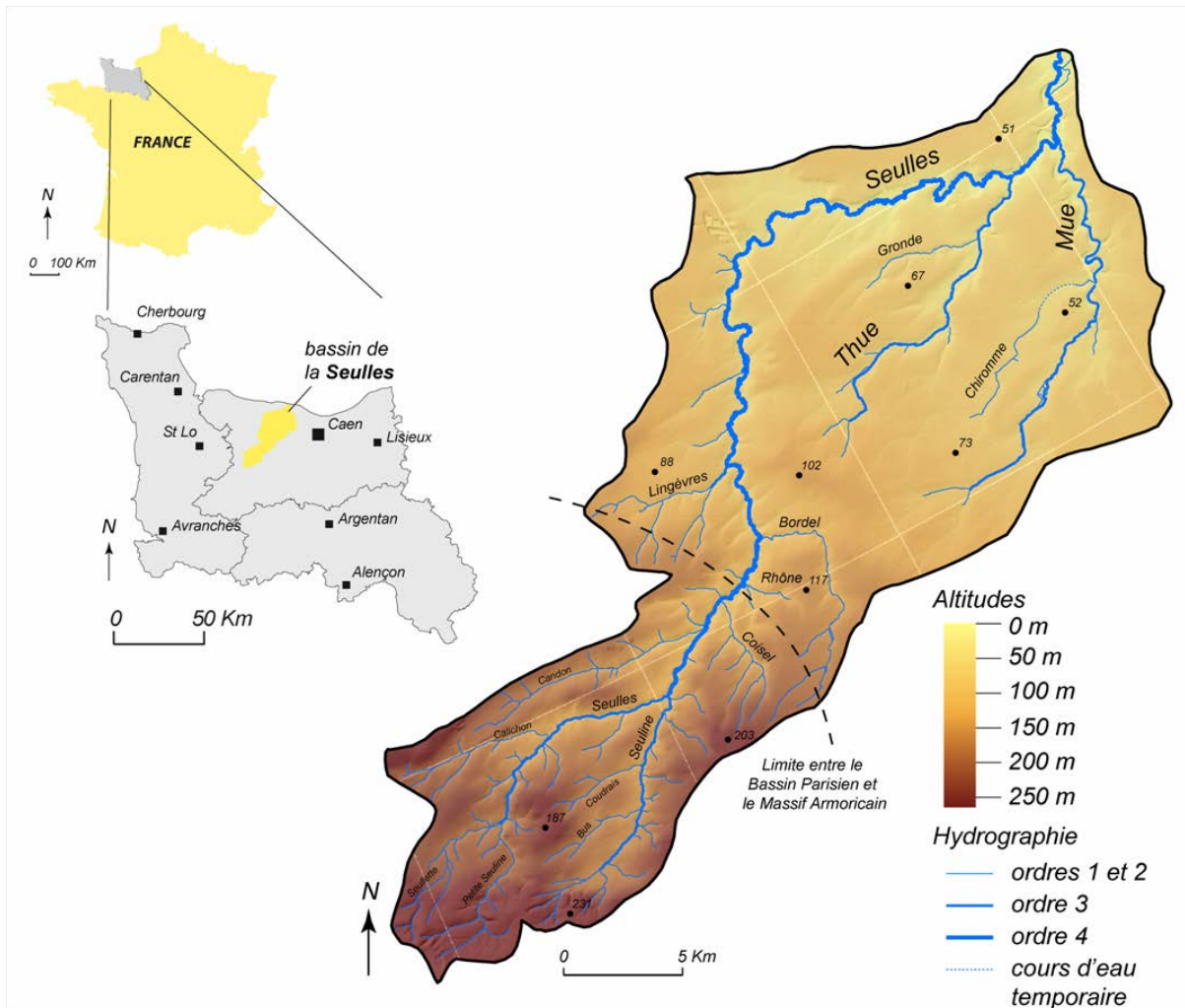


Figure 2.5 : Carte de localisation du bassin versant de la Seulles.

L'objectif principal de cet observatoire est d'identifier à l'aide de bilans quantitatifs et qualitatifs les différentes sources sédimentaires dans le bassin versant ainsi que les dynamiques temporelles de ces transferts au cours de l'année hydrologique. La mise en place d'un réseau de mesure au sein de ce bassin versant permettra également d'analyser les transferts

¹ Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux.

sédimentaires à une échelle spatiale encore peu étudiée jusqu'à présent. Cet observatoire permettra également d'aborder les transferts d'échelle entre les sous-bassins versants et le bassin dans sa globalité, tout en conservant une échelle spatiale maîtrisable.

2.2. Des dynamiques hydrologiques variées

La Seulles est un cours d'eau d'ordre 5. Situé à une vingtaine de kilomètres à l'ouest de l'agglomération caennaise, son bassin versant draine une superficie totale de 430 Km². D'une longueur d'environ 70 Km, la Seulles prend sa source dans les grès et les conglomérats du versant nord du synclinal bocain (286m), sur la commune de Jurques et trouve son exutoire vers la Manche, au niveau de la commune de Courseulles. La Seulles présente un style fluvial caractéristique des cours d'eau bas-normands associés à des « rivières à méandrage inactif » (Brierley et Fryirs, 2005). Au niveau de la station de Tierceville, la Seulles présente un module de 2,5 m³.s⁻¹, soit un module spécifique de 9,7 L.s⁻¹.km⁻². A l'échelle mensuelle, ce module est compris entre 2,8 L.s⁻¹.km⁻² au mois de septembre et 19,3 L.s⁻¹.km⁻² au mois de janvier.

D'amont en aval, le cours d'eau traverse trois pays hydrologiques distincts : le Prébocage normand, le Bessin et la Plaine de Caen (fig.2.7 ; 2.8). D'un point de vue hydrologique, cette diversité se traduit par une réactivité du cours d'eau différente d'amont en aval du bassin versant qui peut être clairement observée sur les hydrogrammes de crues (fig.2.6). On observe en effet que la phase de tarissement de la crue du 26 Janvier 1990 a été bien plus rapide au niveau de la station de Juvigny-sur-Seulles, située à l'exutoire de la Seulles en domaine armoricain que celui observé plus en aval, au niveau de la station de Tierceville (située non loin de l'exutoire du bassin versant). L'amont du bassin présente donc une forte réactivité du débit aux précipitations, contrairement aux formations sédimentaires de la Plaine de Caen qui favorise davantage l'infiltration en profondeur des précipitations.

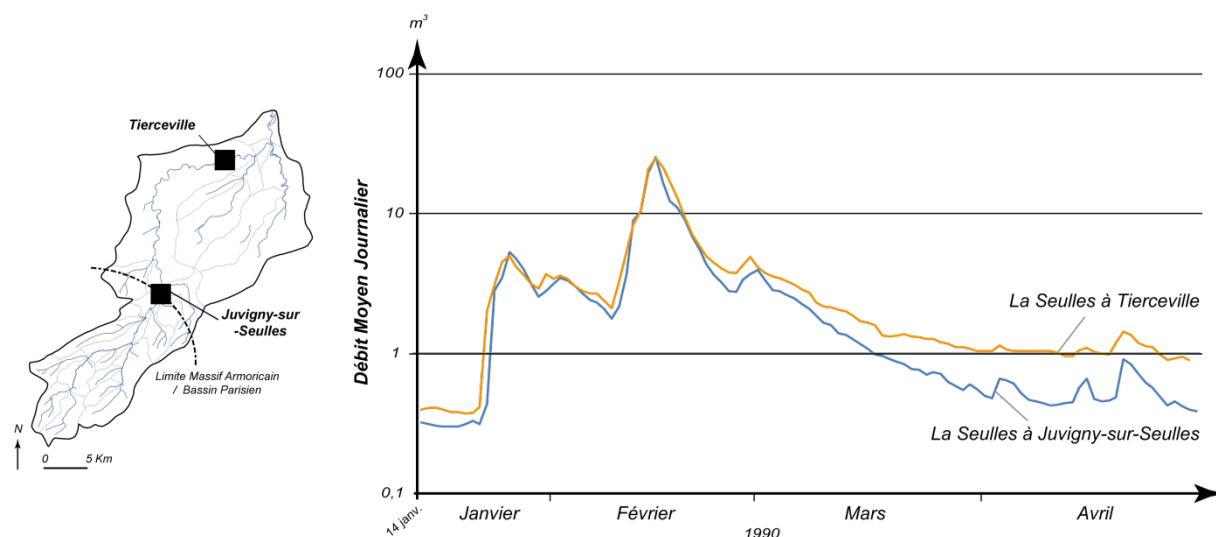


Figure 2.6 : Hydrogramme de crue de la Seulles suite à la crue du 26 Janvier 1990 (Donnée : banque hydro).

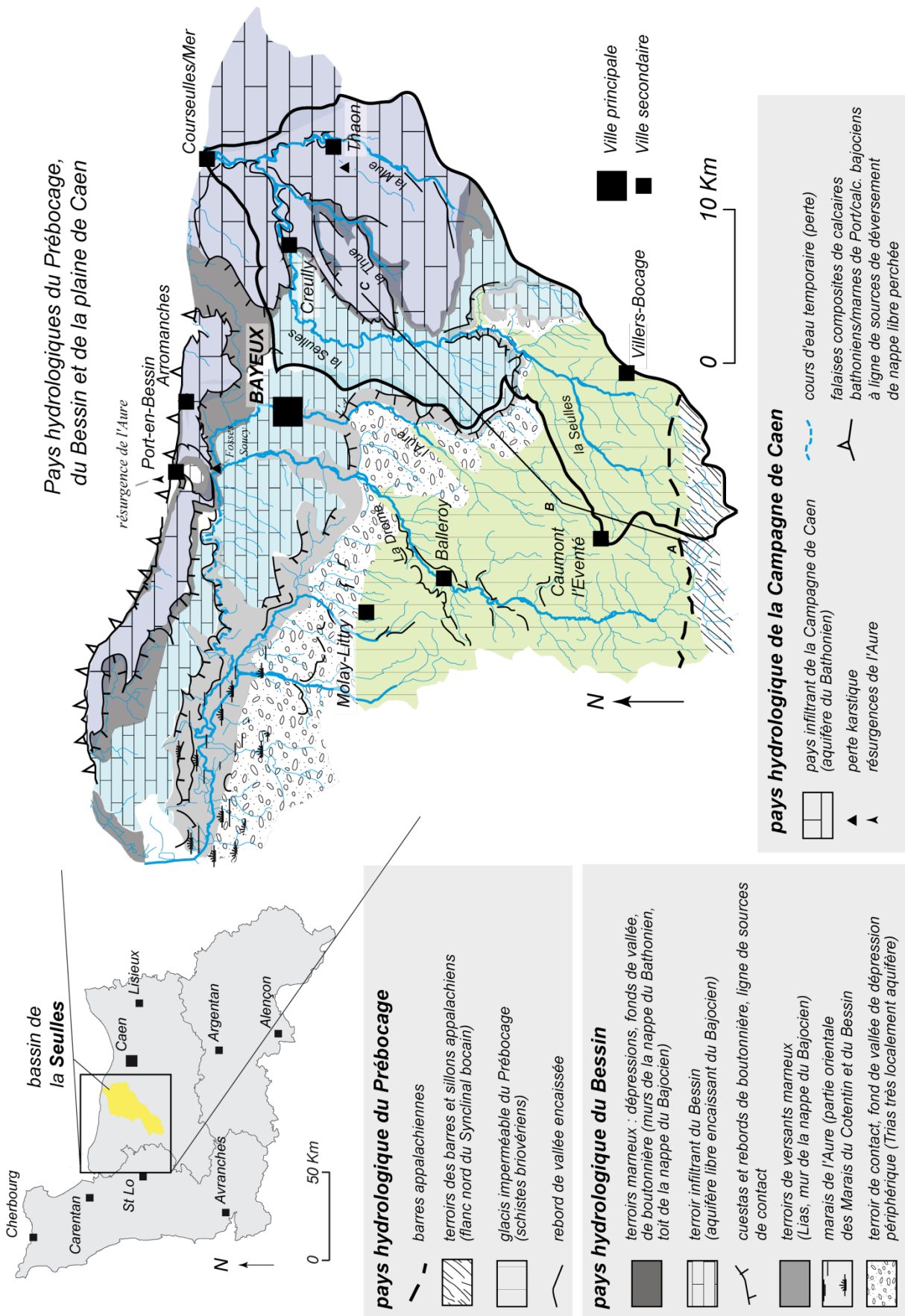
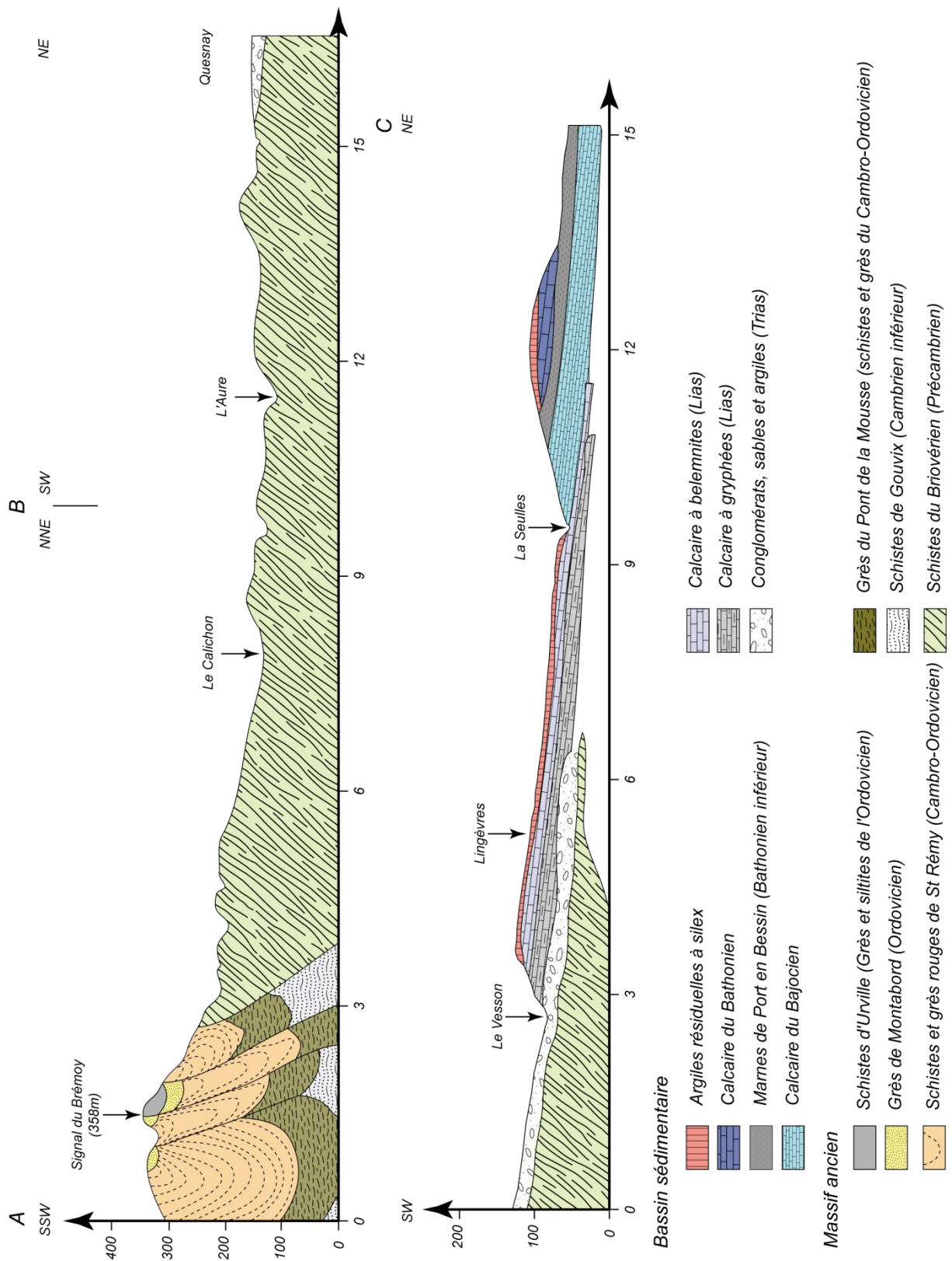


Figure 2.7 : Cartographie des pays hydrologiques du Prébocage normand, du Bessin et de la Plaine de Caen (Source : Cador, 2005), mise en page : Viel V.



2.2.1. Le pays hydrologique du Prébocage normand

Dans sa partie amont jusque la commune de Juvigny-sur-Seulles, la Seulles présente des dynamiques hydrologiques caractéristiques du Prébocage normand. Elle traverse une succession de collines d'une altitude variant de 100 et 250m (fig.2.9a), issues de la dégradation d'une surface d'aplanissement. Les cours d'eau, globalement orientés en direction du nord / nord-est, drainent un ensemble de petits bassins versants d'une superficie généralement comprise entre 10 et 15 Km² (la Seulette, la Petite Seuline, la Seuline, le Calichon, le Candon, fig.2.9b) incisés dans les schistes du Briovérien. Ces derniers sont toutefois ponctuellement recouverts de limons éoliens. Le caractère peu aquifère de l'amont du bassin versant de la Seulles favorise une densité de drainage très élevée.

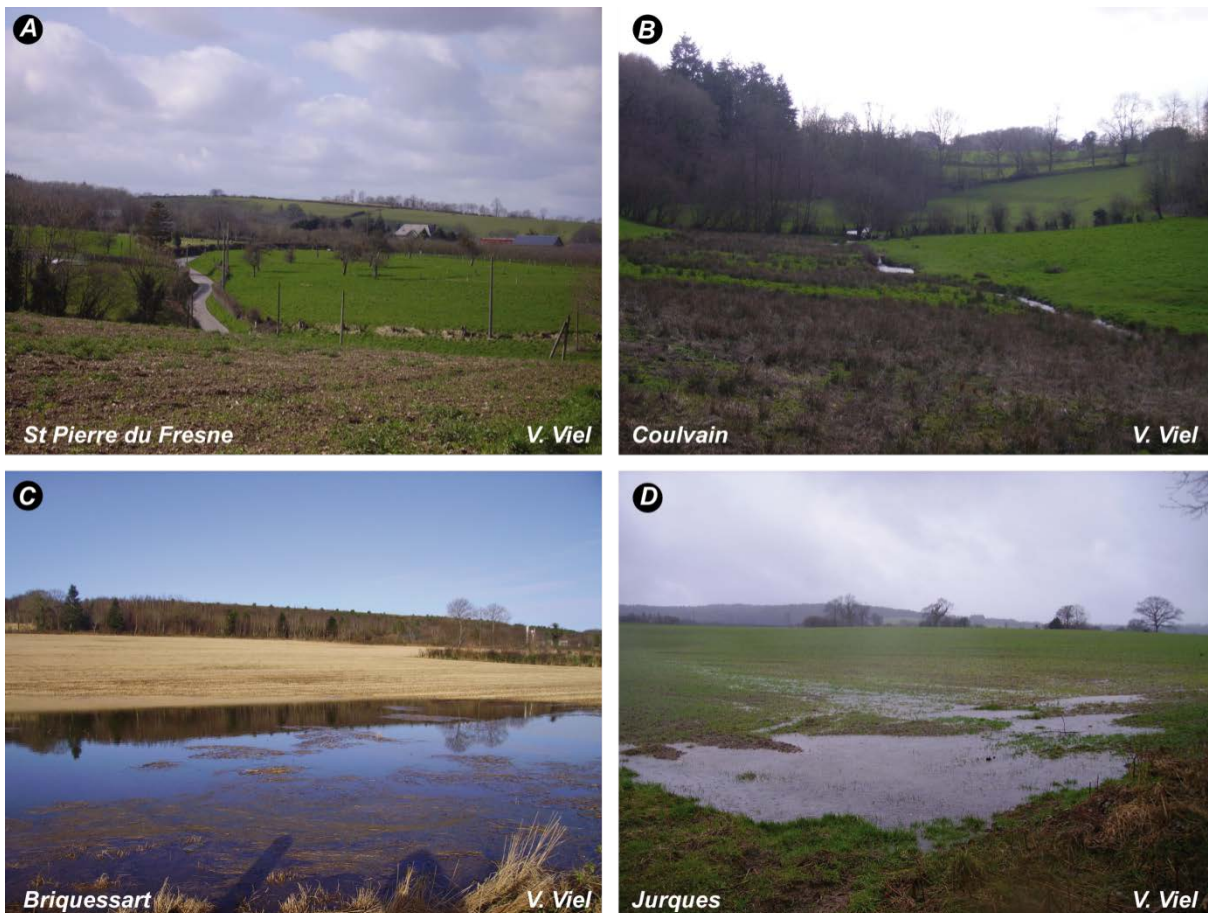


Figure 2.9 : Paysages caractéristiques des paysages de Prébocage normand (a et b) ; exemples de phénomènes de saturation de bas de versants liés à des processus de ruissellement hypodermique (c et d).

D'un point de vue pédologique, l'amont du bassin versant de la Seulles présente presque exclusivement des sols de type rankosols, d'une épaisseur inférieure à 40 cm et de texture LAS² (fig.2.10). Ces sols présentent une bonne perméabilité, ce qui garantit une bonne capacité d'infiltration des précipitations. D'autre part, ces sols disposent d'une stabilité structurale élevée, ce qui limite fortement leur sensibilité à la formation d'une croûte de battance. Compte tenu de leur épaisseur et de leur texture, ces sols disposent cependant d'une réserve utile très

² Limono-Argilo-Sableuse

limitée, estimée à environ 50 mm (Le Gouée et Delahaye, 2008). Or, localisés dans les secteurs les plus pluvieux à l'échelle régionale, sur un substrat géologique imperméable, ils produisent des surplus hydrologiques élevés susceptibles de provoquer des processus de ruissellement en surface ou en sub-surface, dans les formations superficielles (fig.2.9c, d). L'amont du bassin versant de la Seulles présente donc des dynamiques hydrologiques caractérisées par un faible soutien de l'écoulement par les nappes phréatiques, notamment en période estivale et par une forte réactivité des cours d'eau aux épisodes pluvieux. Ils sont alors principalement alimentés par des processus de ruissellement hypodermique.

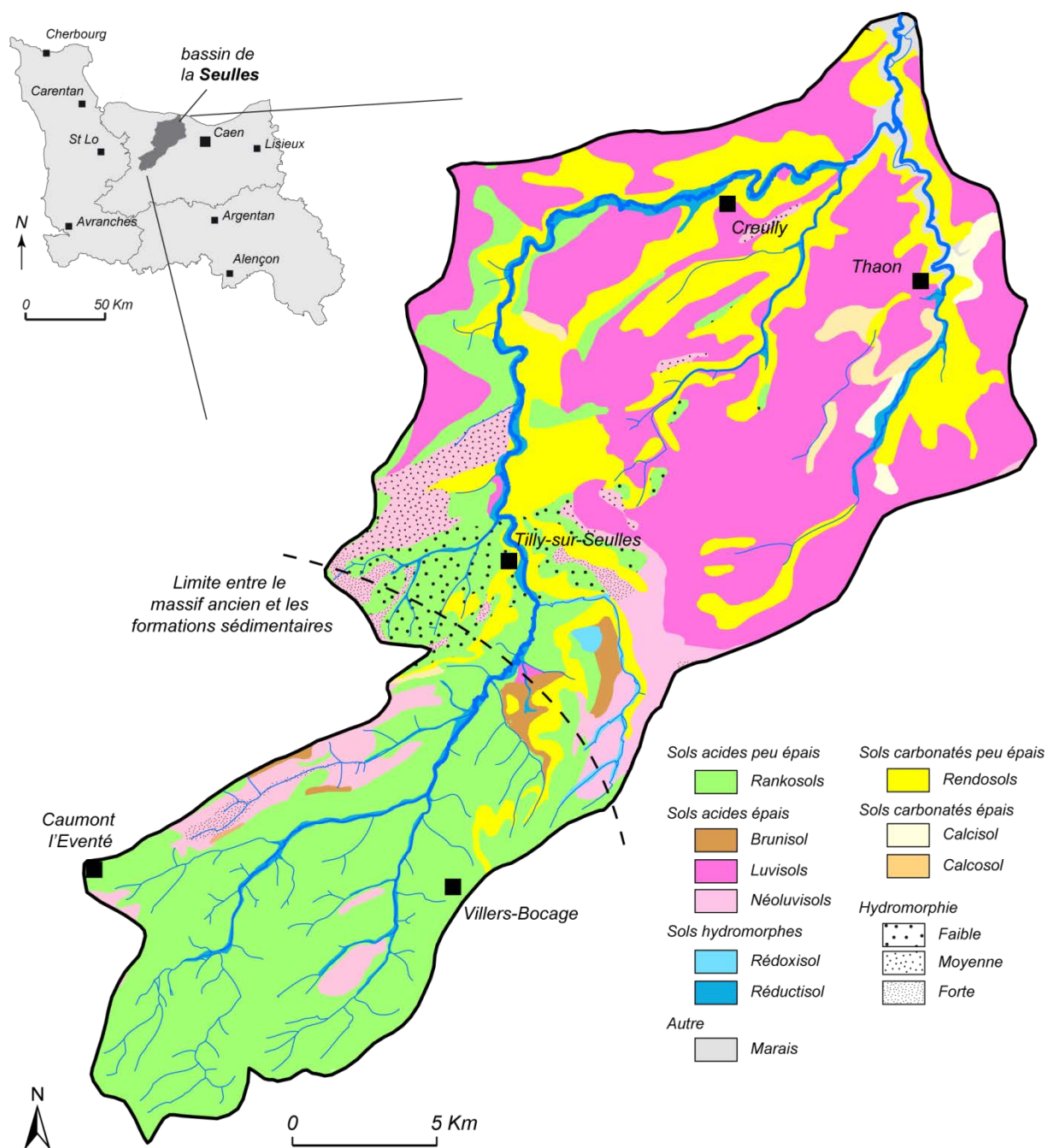


Figure 2.10 : Extraction de la carte des sols du Calvados. Auteur P. Le Gouée, modifié.

De Juvigny-sur-Seulles à Tilly-sur-Seulles, la Seulles traverse la zone de contact entre le contexte armoricain et le Bassin Parisien. Elle draine ainsi un ensemble de petits bassins versants positionnés sur les formations du Trias, du Lias et d'argiles à silex, parfois recouverts de limons éoliens (Le Rhône, le Coisel, le Bordel et le Lingèvres). Cet espace se caractérise par des formes topographiques associées à chacune des formations géologiques. Ainsi, dans la partie sud, on observe au sein des sous-bassins versants un ensemble de petits vallons tous drainés, aux pentes modérées (souvent supérieures à 5%), alors que dans la partie nord de ces bassins, ces vallons drainés laissent place à des petits vallons secs aux pentes peu marquées (1-3%) sauf en rebord de plateaux (fig.2.11a).

On retrouve sur ces bassins les sols caractéristiques du domaine armoricain précédemment évoqués, mais également les sols caractéristiques des formations sédimentaires. On observe ainsi quelques lentilles de sols carbonatés de type rendosols (30 cm) ou décarbonatés et plus épais, tels que les néoluvisols d'une épaisseur souvent supérieure au mètre (fig.2.10). Ces sols, plus épais, disposent d'une réserve utile plus conséquente (de 150 à 190 mm) et ne se saturent que tardivement en période hivernale. Les surplus hydrologiques y sont moins importants. Cependant, leur texture présente une proportion plus forte de limons ce qui leur confère un niveau de stabilité structurale bien plus faible qu'à l'amont du bassin versant de la Seulles. Ces sols sont donc plus sensibles à la formation d'une croûte de battance (fig.2.11b). Enfin, positionnés sur des formations imperméables, la grande majorité des sols en zone de contact présente des traces d'hydromorphie parfois très marquées.

Les bassins versants situés en position de contact entre les formations associées au massif armoricain et les formations sédimentaires font apparaître des dynamiques hydrologiques plus complexes. En effet, positionnés sur des formations imperméables, ces bassins versants connaissent une très forte réactivité aux épisodes hydrologiques, notamment en période hivernale, et un faible soutien du débit en période estivale. L'alimentation du débit se fait donc exclusivement par des processus de ruissellement hypodermique et par un ruissellement de surface sur les sols les plus épais davantage sensibles à la battance.

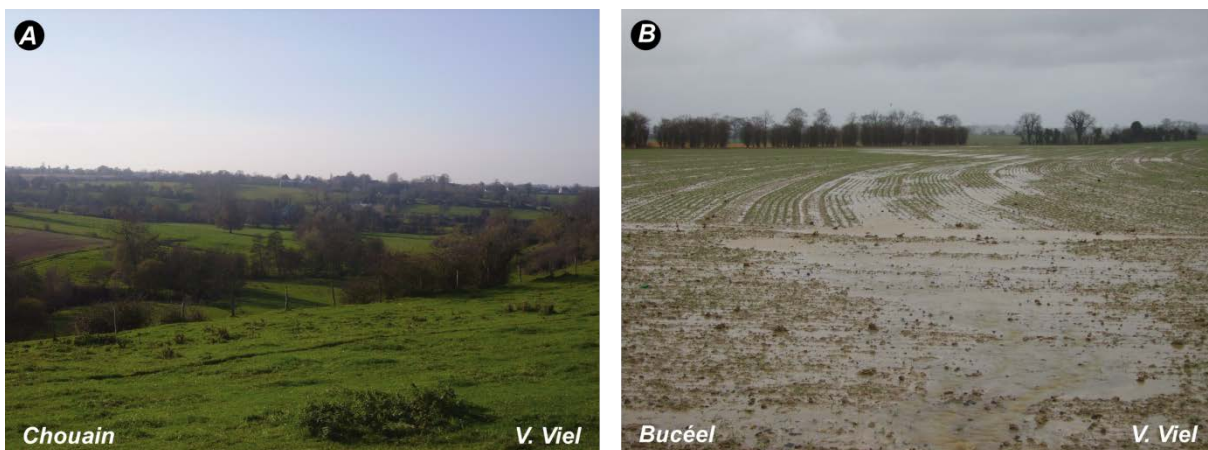


Figure 2.11 : Paysages caractéristiques de la transition entre le Massif Armoricain et le Bassin Parisien (a) ; exemple de processus de ruissellement lié à la formation d'une croûte de battance sur les néoluvisols à texture limoneuse.

2.2.2. Les pays hydrologiques du Bessin et de la Plaine de Caen

La Seulles s'écoule ensuite dans les formations sédimentaires du Bajocien et du Bathonien selon un axe nord – sud de Juvigny-sur-Seulles à Esquay-sur-Seulles, puis s'oriente brutalement vers l'est où confluent ses deux principaux affluents de rive droite (la Thue et la Mue) qui drainent la majeure partie du bassin versant en contexte sédimentaire. La Seulles et ses affluents traversent alors un paysage de plateaux structuraux d'une altitude moyenne comprise entre 50 et 80m, aux vallées encaissées, caractéristiques du Bessin et de la Plaine de Caen (fig.2.12a). La densité de drainage y est bien inférieure à celle observée en contexte armoricain. Les bassins versants ne sont drainés que dans leur partie aval. En amont se trouvent de nombreux vallons secs typiques des plateaux du Bassin Parisien. La Seulles rejoint ensuite son exutoire vers la Manche au niveau de la commune de Courseulles.

En traversant le Bessin et la Plaine de Caen, la Seulles, la Thue et la Mue sont positionnées sur les principaux aquifères de Basse-Normandie. Les surplus hydrologiques des sols étant principalement infiltrés en profondeur, l'alimentation des cours d'eau est liée à l'intervention des nappes phréatiques du Bajocien et du Bathonien. Les dynamiques hydrologiques sont très différentes de celles observées en contexte armoricain puisque les nappes viennent tempérer l'intensité des crues en période hivernale, et assurent un débit d'étiage plus élevé et plus constant en période estivale.

Les sols en contexte sédimentaire s'organisent selon un schéma simple (fig.2.10). Sur les plateaux, on observe des sols lessivés de type luvisols épais (120 cm en moyenne). Développés sur limons éoliens, ces sols présentent une texture limoneuse à limono-argileuse (LA) qui leur confère un faible niveau de stabilité structurale et les rend plus sensibles à la formation de la battance (fig.2.12b). Ces sols présentent ainsi une sensibilité élevée au ruissellement de surface et à l'érosion. En rebord de plateaux, lorsque les pentes s'accroissent, les sols deviennent moins épais (<40cm) et sont encore carbonatés (rendosols). Leur stabilité structurale est plus élevée.

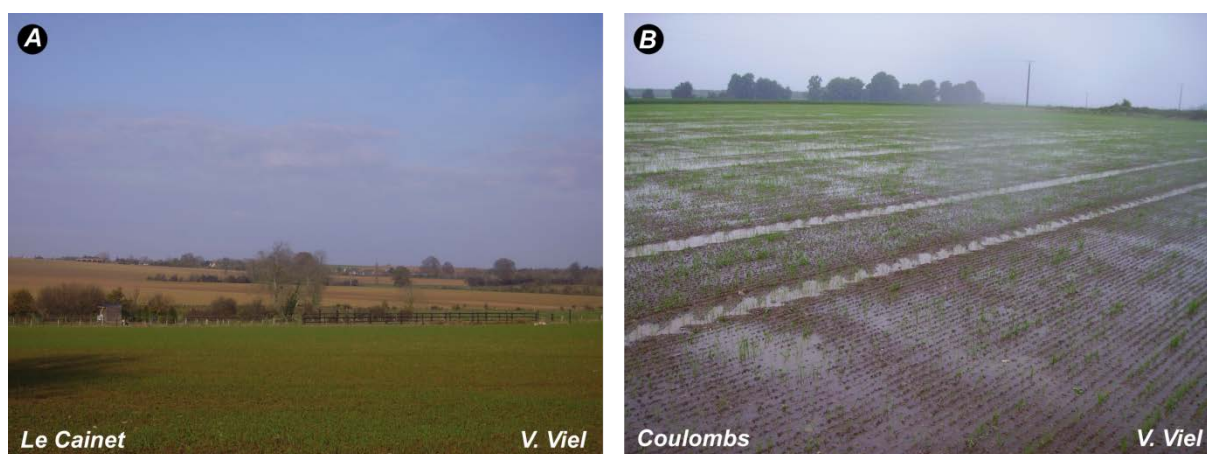


Figure 2.12 : Paysages caractéristiques du Bessin et de la Plaine de Caen (a et b) ; exemples de phénomènes de ruissellement liés à la mise en place d'une croûte de battance à la surface du sol.

Compte tenu de sa position d'interface entre les deux grandes formations géologiques d'un large quart nord-ouest de la France qui lui confère une grande diversité de modelés, de sols ou encore de systèmes de pentes, le bassin versant de la Seulles représente bien toute la diversité des hydrosystèmes bas-normands.

2.3. Caractéristiques paysagères et mise en valeur agricole

La position d'interface de la Basse-Normandie, et a fortiori du bassin versant de la Seulles, est à l'origine d'une mosaïque paysagère régionale complexe. Cette diversité est également renforcée par les types et les modes de production agricole ainsi que les modalités d'aménagement mises en place par les habitants. Elle a été mise en avant dans le cadre de l'inventaire régional des paysages de Basse-Normandie réalisé par Brunet en 2001.

2.3.1. Une mosaïque paysagère complexe

Le bassin versant de la Seulles se situe à l'interface entre deux entités paysagères clairement différenciées (fig.2.13). A l'amont, on observe un paysage de bocage appelé « Prébocage virois », et à l'aval un paysage d'openfield ouvert.

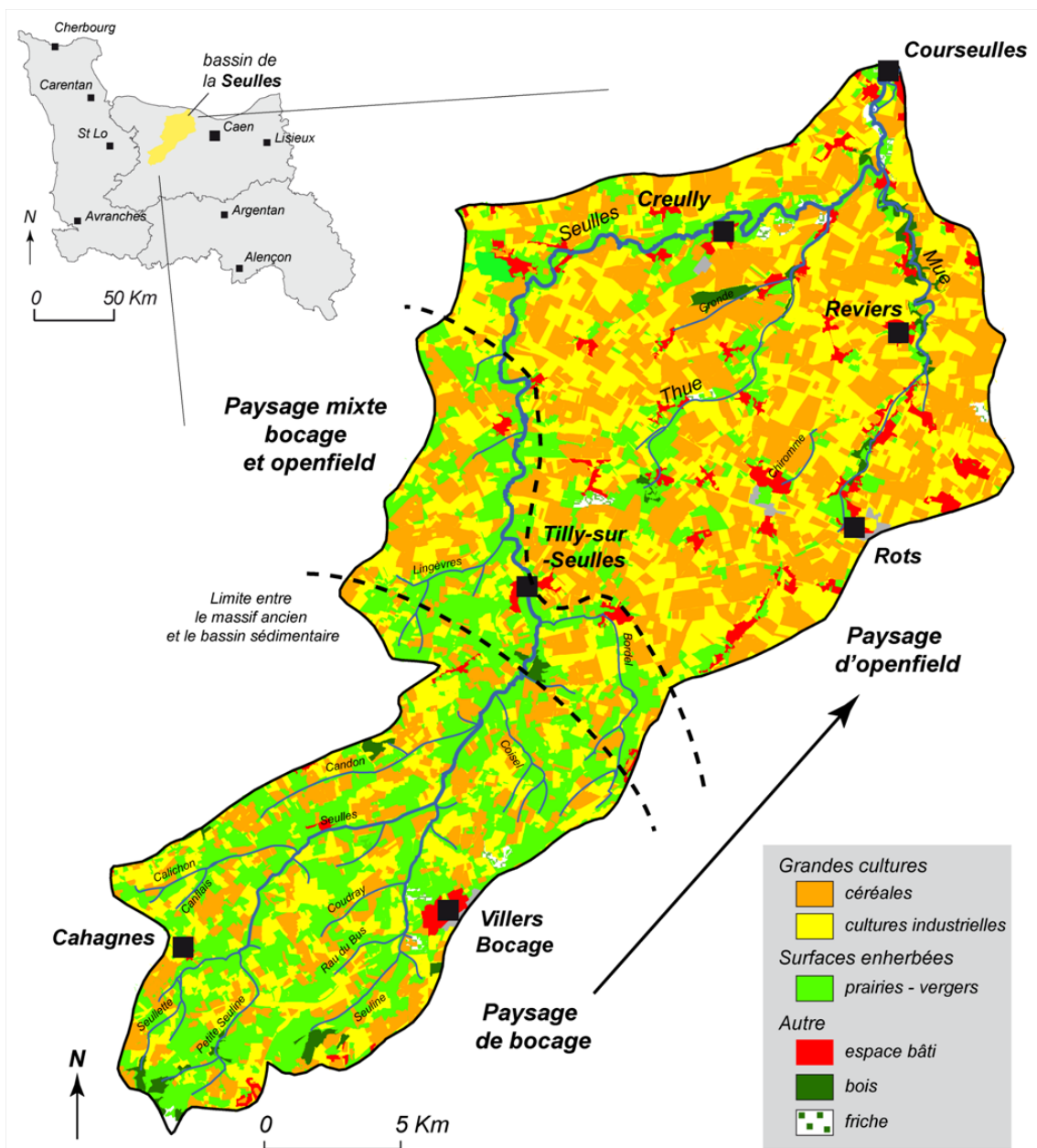


Figure 2.13 : Cartographie de l'occupation du sol sur le bassin versant de la Seulles, données : Corine Land Cover, 2006.

A l'amont, le paysage de bocage appelé Prébocage Virois se caractérise par des parcelles de petite taille traditionnellement encloses de haies, ce qui confère un aspect fermé au paysage. L'agriculture est le plus souvent tournée vers l'élevage ou la polyculture-élevage, avec des spécialisations vers les filières laitières ou viande. La proportion de surfaces en herbe demeure encore aujourd'hui importante dans ces espaces, notamment à proximité des fonds de vallées. Cependant, sur les versants, la densité de haies se réduit et les surfaces en herbe sont progressivement remplacées par des surfaces cultivées (maïs, céréales).

Les espaces de bocage sont sans doute les paysages qui ont le plus évolué depuis la période d'après-guerre. La mise en place de la première PAC en 1962 s'est traduite par une forte évolution des structures agricoles et des systèmes de production. Un système de primes au départ des agriculteurs a permis de favoriser la réduction drastique du nombre d'exploitations et d'augmenter la taille des exploitations restantes. Toutefois, ce sont sans doute les opérations de remembrement imposées par l'augmentation de la taille des parcelles rendues nécessaires par l'introduction de la mécanisation dans l'agriculture, qui ont eu les conséquences les plus importantes sur les paysages de bocage dans les régions du Grand Ouest de la France. Ces opérations ont en effet conduit à la suppression d'une part importante des linéaires de haies. Les fossés, les talus ainsi que les chemins en creux, souvent associés aux linéaires de haies, ont été également réorganisés selon le principe de la ligne droite, principe parfois même appliqué à la rectification des cours d'eau (Canévet et Lebahy, 1994).

L'intensification des systèmes de production agricole en domaine de bocage a également conduit à une évolution des types de production de par l'utilisation de cultures fourragères, qui a amené à remplacer progressivement une partie des surfaces enherbées par des terres labourables destinées aux cultures fourragères (maïs, céréales).

Les photographies aériennes de 1947 et 2009, présentées en figure 2.14, prises au niveau de deux communes situées à l'amont du bassin versant de la Seulles, illustrent parfaitement les évolutions paysagères du bocage depuis l'après guerre. On y observe nettement une augmentation de la taille des parcelles, une forte réduction des linéaires de haies et la rétractation des surfaces enherbées et des vergers au profit des terres labourables.

A l'aval du bassin versant, on observe à l'inverse un paysage d'openfield totalement ouvert, caractérisé par de grandes parcelles agricoles mises en valeur de manière intensive. L'intensification des systèmes de production, les opérations de remembrement ainsi que la réduction du nombre d'exploitations agricoles ont également touché ces espaces. Cependant, en l'absence de structures linéaires pérennes, les conséquences « visuelles » sur le paysage ont été plus réduites.

A ces deux entités s'ajoute également une zone de transition marquée par l'influence combinée du bocage et de l'openfield, au sein de laquelle le paysage s'ouvre progressivement et les parcelles agricoles atteignent des superficies de plus en plus importantes vers l'aval du bassin versant. C'est sans doute dans ces espaces que l'évolution des paysages a été la plus remarquable. Elle s'est principalement caractérisée par une réduction importante de la densité du maillage bocager et une forte rétractation des surfaces enherbées.

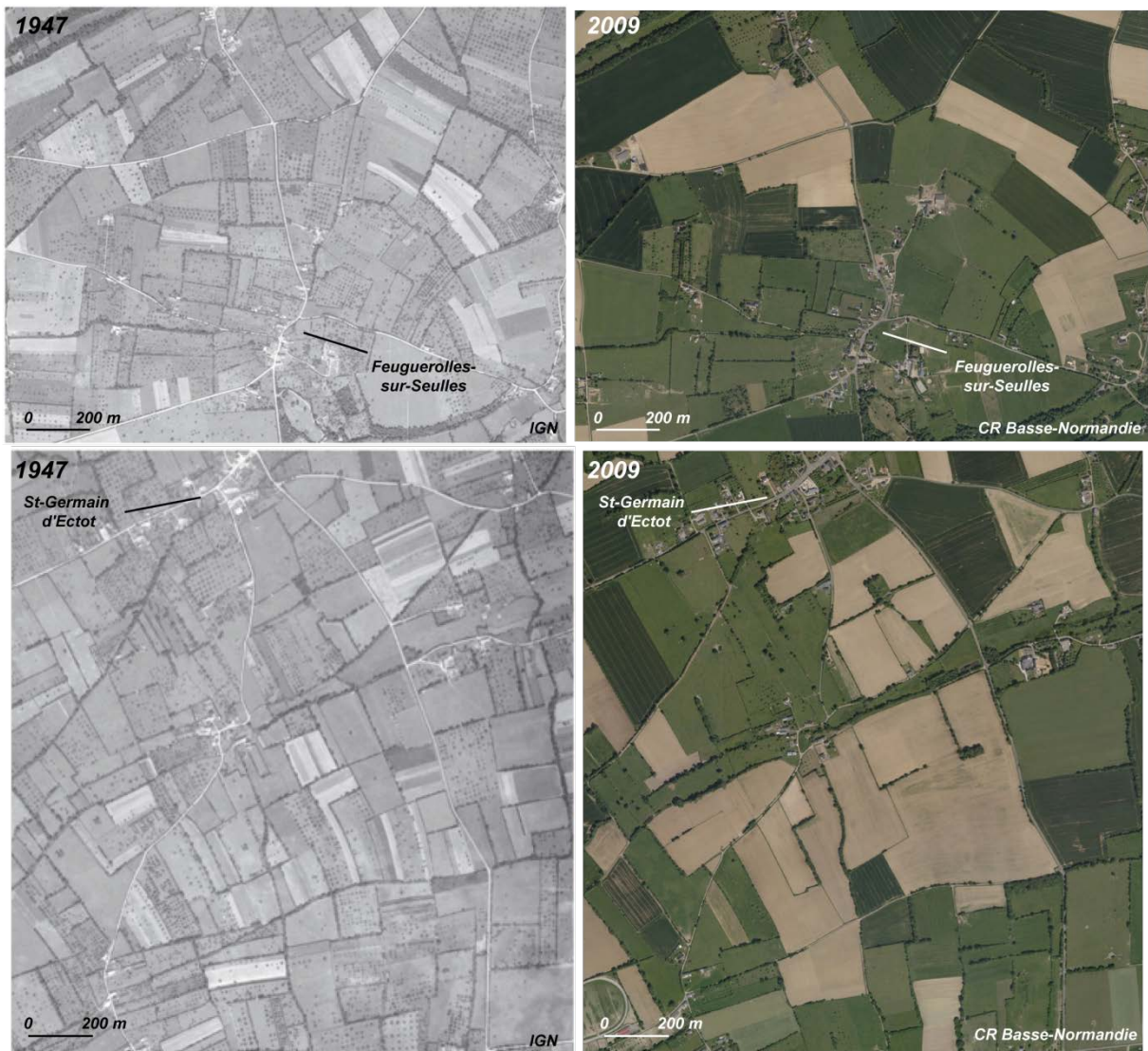


Figure 2.14 : Evolution des paysages de bocage entre 1947 et 2009 pour les communes de Feugueroles-sur-Seulles et de St-Germain-d'Ectot. Source : Recensement Général Agricole 2010.

2.3.2. Structuration de l'espace agricole en 2000

Afin de mettre en valeur les types et les modes de production agricole au sein du bassin versant de la Seulles, une typologie des pratiques agricoles des communes a été réalisée selon leur profil technico-économique et l'occupation du sol. Pour cela, des traitements multivariés ont été réalisés à partir des statistiques agricoles du Recensement Général Agricole (RGA) de 2000³, selon la démarche proposée par M. Marie en 2009. Cette démarche consiste à réaliser une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) à partir des profils de répartition des 14 catégories référencées dans les OTEX⁴ (en pourcentage de la SAU de chaque commune) et sur 8 variables descriptives des usages agricoles du sol représentant la structuration de la SAU de chaque commune et le mode de conduite des Surfaces Fourragères Permanentes (SFP) (fig.2.15).

³ Des données plus récentes ont été acquises dans le cadre de la réalisation du RGA de 2010. Les données ne sont toutefois pas encore disponibles à l'échelle communale.

⁴ Nomenclature européenne qui classe les exploitations agricoles en fonction des combinaisons de productions animales et/ou végétales.

Liste des OTEX intégrés à la CAH

1. céréales
2. grandes cultures
3. maraîchage et horticulture
4. fruits et cultures permanentes
5. bovins - lait
6. bovins - viande
7. bovins lait - viande
8. ovins et caprins
9. polycultures granivores
10. polyculture
11. polyculture-élevage
12. grandes cultures + bovins - lait
13. grandes cultures + bovins - viande

Liste des variables descriptives**Surface Agricole Utile (SAU)****Terres Labourables**

1. Céréales / SAU
2. Cultures inustrielles / SAU
3. Légumes frais / SAU

Surface Fourragère Principale (SFP)

4. SFP / SAU

Surfaces Toujours en Herbe

5. STH / SFP
6. prairies artificielles / SFP
7. prairies temporaires / SAU
8. maïs fourrage et ensilage / SFP

SAU = Surface Agricole Utile
 STH = Surface Toujours en Herbe
 SFP = Surface Fourragère Principale

CAH

→ **Pôle Céréales et grandes cultures = A1 et A2**

→ **Pôle polyculture - élevage = B1 et B2**

→ **Pôle élevage C1 et C2**

Figure 2.15 : Liste des variables intégrées à la CAH destinée à réaliser une typologie des pratiques agricoles sur le bassin versant de la Seulles. Source des données : RGA 2000.

Les résultats de la CAH permettent de faire ressortir des ensembles de communes ayant des spécificités agricoles similaires. Trois grands ensembles se distinguent. Le premier regroupe les communes dont la production agricole est orientée vers les céréales et les grandes cultures (A), le second regroupe celles spécialisées dans l'élevage (B). Enfin, le troisième rassemble les communes moins spécialisées (C). Elles sont associées à la classe « polyculture – élevage ». Les résultats de la CAH ont également permis d'observer des nuances au sein de chacun de ces pôles qui ont toutes les trois été subdivisées en deux classes supplémentaires (A1, A2 ; B1, B2 ; C1, C2).

La cartographie à l'échelle communale de chacune des classes sur le bassin versant de la Seulles met en avant une diversité importante des types et des modes de production agricoles (fig.2.16). Sans surprise, les communes spécialisées dans la production de céréales et de grandes cultures sont presque exclusivement localisées sur la plaine de Caen et le Bessin, sur les plateaux sédimentaires associés à des paysages d'openfield. Les communes de type A1, situées à l'ouest du bassin versant, sont celles qui présentent les taux de Surfaces Fourragères Principales (SFP) les plus faibles (9% de la SAU) et un taux de cultures céréalières et de grandes cultures le plus fort (70% de la SAU). Ces classes ont été observées au niveau des communes situées à proximité directe de l'agglomération caennaise sur les sols qui sont les plus fertiles de la région. Les communes de type A2 sont localisées en périphérie de celles cartographiées en classe A1. Ces communes présentent des caractéristiques proches de la catégorie A1 avec une spécialisation dans les céréales et les grandes cultures légèrement moins élevée (58%) et un taux de SFP toujours bas (22%).

Les communes orientées vers une double spécialisation « polyculture – élevage » sont localisées plus au sud et à l'ouest de celles appartenant aux types A1 et A2. Elles ont été subdivisées en deux catégories : B1 et B2. Les communes de type B1 présentent une double spécialisation avec d'une part 33% de la SAU en SFP et d'autre part 52% de la SAU destinée aux

céréales et grandes cultures. Les communes de type B2 présentent également une double spécialisation, mais le rapport est inversé vis-à-vis des communes B1 avec 53% de la SAU en SFP et 35% de la SAU destinée aux grandes cultures. Ces communes correspondent donc à une forme de transition entre les exploitations agricoles de l'openfield de la plaine Caen et les exploitations clairement orientées vers l'élevage (de type C).

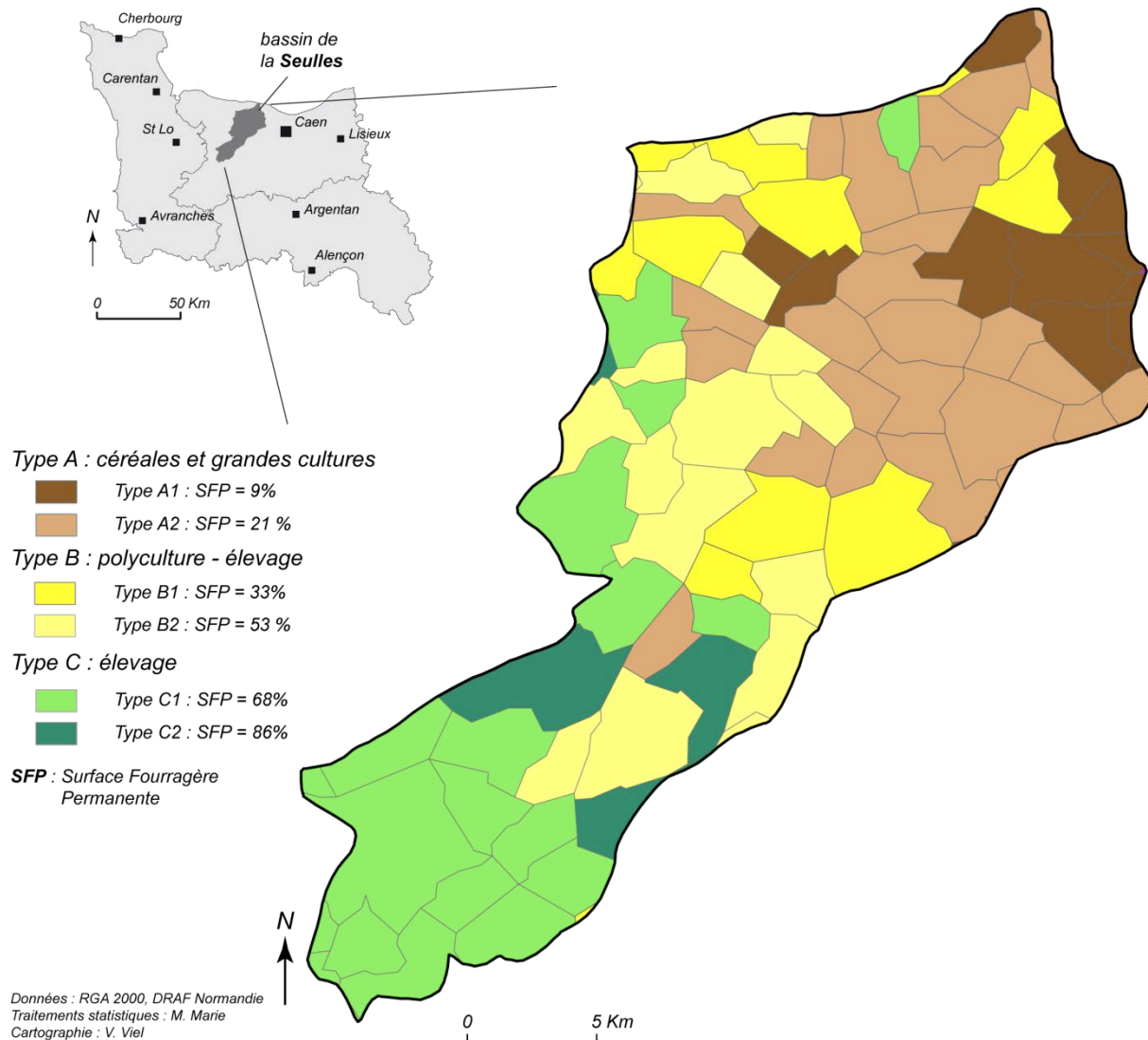


Figure 2.16 : Typologie des communes du bassin versant de la Seulles suivant le profil technico-économique et l'occupation du sol en 2000.

Enfin, les communes de type C ont été dissociées en deux sous-catégories : C1 et C2. Elles sont toutes localisées dans le Prébocage normand, à l'amont du bassin versant de la Seulles. Les premières correspondent aux communes présentant une forte spécialisation vers l'élevage, avec 68% de la SAU en SFP et 25% en productions céréalières. Les exploitations classées en C1 présentent un niveau d'intensification élevé puisque 25% de la SFP est associée à des surfaces cultivées en maïs fourrage et ensilage. Les communes de type C2 se caractérisent par une spécialisation plus forte vers l'élevage avec 86% de la SAU en SFP. Le niveau d'intensification y est cependant plus faible puisque 92% de la SFP correspond à de la Surface Toujours en Herbe (STH).

Au-delà de sa position d'interface entre deux grandes entités géologiques, le bassin versant de la Seulles présente aussi une grande diversité de types et de modes de cultures représentatifs des différents systèmes de production agricoles observés en région Basse-Normandie.

Conclusion

Positionné sur la terminaison occidentale du Massif Armoricaïn dans sa partie amont et sur les plateaux sédimentaires de la plaine de Caen dans sa partie aval, le bassin versant de la Seulles présente une grande diversité d'ordre géomorphologique, pédologique et hydrologique. Il se trouve également à l'interface entre des spécialisations agricoles très différenciées. Elles se traduisent par un paysage de bocage principalement tourné vers l'élevage à l'amont et un paysage d'openfield voué à la production de céréales et aux grandes cultures à l'aval. On observe ainsi au sein d'un bassin versant de taille réduite (430 km²) une variété de systèmes hydrologiques, de mises en valeur agricoles et paysagères qui font de la Seulles un bassin représentatif des bassins versants du Grand Ouest de la France.

DEUXIEME PARTIE

Dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires dans le cours d'eau

<i>Chapitre 3 : Métrologie des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes de faible énergie</i>	<i>p 67</i>
<i>Chapitre 4 : Quantification et temporalité des transferts sédimentaires</i>	<i>p 91</i>
<i>Chapitre 5 : Dynamiques amont / aval des transferts sédimentaires.....</i>	<i>p 121</i>



Chapitre 3

Métrologie des transferts sédimentaires

<i>1. Organisation du réseau de mesure dans le bassin versant.....</i>	<i>p 68</i>
<i>2. Métrologie des transferts sédimentaires en suspension</i>	<i>p 74</i>
<i>3. Post-traitements et analyses de laboratoire.....</i>	<i>p 85</i>

Introduction

Déterminer les dynamiques spatiale et temporelle des transferts sédimentaires au sein d'un bassin versant, à différentes échelles spatiales et dans des contextes hydrologiques variés, consiste à réaliser *in situ* d'importantes campagnes de mesures destinées à acquérir les données nécessaires à l'estimation des flux sédimentaires dans le bassin versant. Ce chapitre a, dès lors, pour objectif de répondre à deux questions :

- ***Quel réseau de mesures mettre en place ?*** Il s'agit de s'interroger sur le positionnement dans l'espace des sites à instrumenter. La réflexion doit être guidée en premier lieu par la nécessité de prendre en compte la diversité des contextes hydrologiques internes au bassin versant de la Seulles, tout en permettant d'identifier la variabilité des flux sédimentaires observés à différents niveaux scalaires.
- ***Quels outils de mesures rendent possible l'estimation des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes de faible énergie ?*** L'objectif est de déterminer quels sont les protocoles d'acquisition des données les plus appropriés pour suivre la pluviométrie ainsi que les débits liquides et solides.

Après avoir présenté et justifié lors d'une première partie l'organisation du réseau de mesures mis en place au sein du bassin versant de la Seulles, nous détaillerons le protocole d'acquisition des données et les méthodes utilisées pour évaluer chacune des variables nécessaires au suivi des transferts sédimentaires. Une troisième partie présentera enfin les mesures de laboratoire et les post-traitements nécessaires afin de rendre les données brutes exploitables.

1. Organisation du réseau de mesures dans le bassin versant

1.1. Logique d'organisation du réseau de mesures dans le bassin versant

Le suivi puis l'analyse des transferts sédimentaires dans le Seulles a constitué le point central de notre réflexion. En effet, notre objectif était de disposer d'une mesure fine des volumes de sédiments exportés du bassin versant à différentes échelles spatiales et dans différents contextes hydrologiques. Compte tenu de la taille et de l'hétérogénéité du bassin versant, notre réflexion s'est d'abord localisée sur la logique d'organisation du réseau de mesures.

L'intégration de la thèse au sein du Contrat de Plan Etat Région GR²TC (Groupement des Ressources, Risque et Technologie du Domaine Côtier) dans le cadre du sous-projet OLIBAN (Observatoire du Littoral BAs Normand) a permis l'acquisition de 4 stations de mesures complètes de suivi des transferts sédimentaires. Le choix du positionnement de chacune des stations dans le bassin versant a suivi deux logiques complémentaires.

Deux stations devaient tout d'abord permettre de mesurer les transferts sédimentaires à l'échelle du bassin versant de la Seulles. Une première a ainsi été positionnée à l'exutoire et mesure les flux sédimentaires pour tout le bassin (échelle globale). Une seconde a été mise en place dans le cours d'eau au niveau de la limite entre le Massif Armoricain et le Bassin Parisien. Cette station a permis, d'une part, de quantifier les volumes de sédiments exportés du massif ancien et, d'autre part, de mesurer la contribution du bassin sédimentaire en réalisant le bilan entre les deux stations. Afin de mesurer les effets d'échelle, le réseau de mesures a été complété par deux autres stations localisées aux exutoires de sous-bassins versants représentatifs (environ 15 km²), ce qui a permis de prendre en compte la diversité des contextes hydrologiques. La première station a donc été située à l'amont, en contexte bocager, sur le massif ancien, alors que la seconde a été mise en place à l'exutoire d'un bassin, en position de contact entre les deux grandes unités morpho-structurales (fig.3.1).

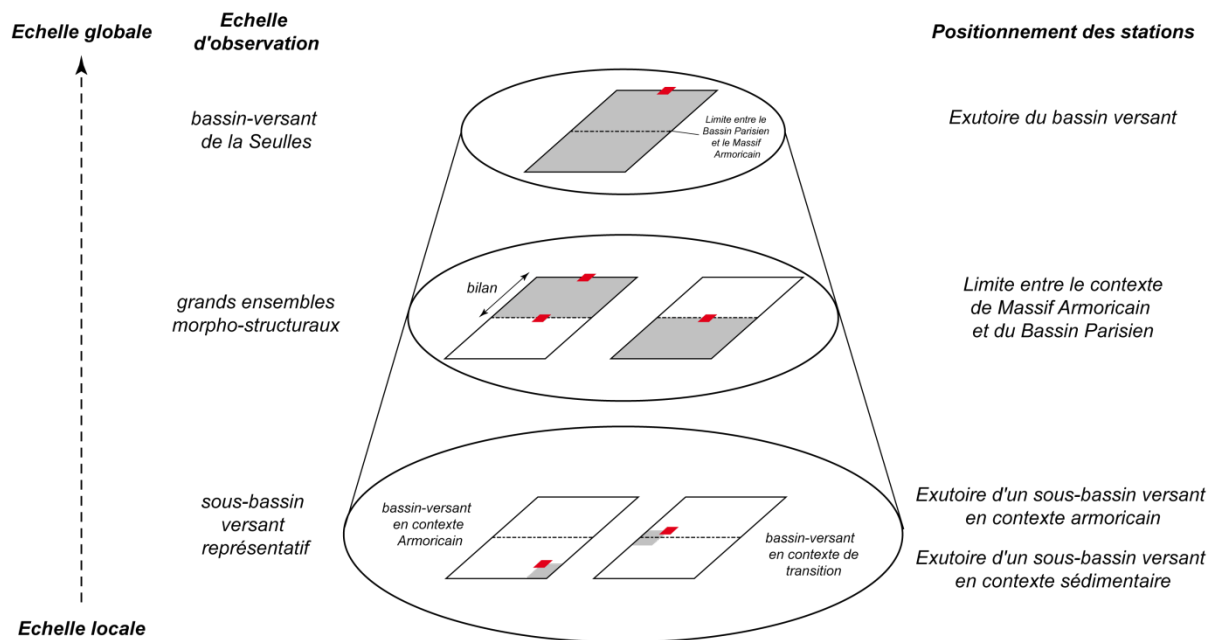


Figure 3.1 : Principe d'organisation du réseau de mesures dans le bassin versant de la Seulles

1.2. Choix des bassins versants représentatifs et localisation des sites de mesures

La station destinée à mesurer les flux sédimentaires à l'échelle globale du bassin versant de la Seulles a été positionnée à l'aval, au niveau de la commune de Tierceville (fig.3.2A). Cette station ne permet pas de prendre en compte la contribution des deux principaux affluents de rive droite de la Seulles, localisés en contexte sédimentaire. En effet, en aval de ce point, le débit du cours d'eau est soumis à l'influence du marnage, ce qui ne rend pas envisageable le positionnement de stations de mesures en aval de la confluence entre la Seulles, la Thue et la Mue.

Une seconde station a été mise en place au niveau de la limite entre le Massif Armoricain et le Bassin Parisien, au niveau de la commune de Juvigny-sur-Seulles (fig.3.2B). Elle permet de quantifier la contribution sédimentaire de chacune des grandes unités morpho-structurales. Par conséquent, si aucune station n'a pu être positionnée en domaine sédimentaire, la question de la contribution de la partie de bassin localisée dans ce domaine dans le bilan global du bassin

superficies parfois importantes. Ces campagnes ont également permis de s'assurer que les conditions nécessaires à l'implantation des stations de mesures pouvaient être remplies (présence d'une section calibrée à proximité de l'exutoire et absence de canaux de dérivation au niveau du site de mesure). Au regard de ces éléments, une première station de mesure a été positionnée en contexte armoricain à l'exutoire du bassin versant de la Petite Seuline (fig.3.2C). En position de transition entre le massif ancien et le bassin sédimentaire, c'est le bassin versant de Lingèvres qui a été instrumenté (fig.3.2D).

Le bassin versant de la Petite Seuline (fig.3.3) est localisé à l'extrémité amont du bassin versant de la Seules, sur les schistes très fracturés du massif ancien. D'une superficie de 13,2 km², il se caractérise par un ensemble de petits vallons, tous drainés, au réseau hydrographique dense et encaissé. Les versants, de forme convexe, présentent des pentes marquées d'environ 5% en moyenne sur les hauts de versant puis s'accroissent jusqu'à 15% en pied de versants. Le bassin versant est peu diversifié d'un point de vue pédologique et se caractérise par des rankosols peu épais (40 cm) de texture Limono-Argilo-Sableuse (LAS). Ces sols bénéficient d'un niveau de stabilité structurale élevé et ne sont donc pas sensibles à la battance. En l'absence d'aquifères notables, la Petite Seuline présente une forte réactivité aux épisodes hydrologiques mais subit des étiages parfois sévères en période estivale. D'un point de vue paysager, si le bassin versant est caractéristique du pré-bocage normand (Brunet, 2001), les linéaires de haies apparaissent inégalement conservés. Le maillage bocager a disparu en effet petit à petit sur les versants, suite à l'intensification des systèmes de production agricole et aux remembrements des années 1970, mais reste bien conservé en bas de versant, à proximité des fonds de vallées. Ce bassin versant présente un pourcentage équivalent de surfaces en herbe et de surfaces cultivées, essentiellement destinées à la production de blé ou de maïs ensilage. Les surfaces en herbe sont principalement localisées en bas de versant, au contact du cours d'eau, au niveau de la ceinture de bas-fonds. Le reste du bassin versant est majoritairement cultivé, en dehors d'une proportion non négligeable de prairies temporaires dont la localisation sur les versants varie au gré des rotations culturales.

Le bassin versant de Lingèvres (fig.3.4) est, quant à lui, situé en position d'interface entre les parties sud et nord du bassin appartenant respectivement au Massif Armoricain et au Bassin Parisien. La partie sud du bassin versant repose principalement sur les formations à gryphées et à bélemnites du Lias recouvert par des formations d'argiles à silex (Maurizot et al, 1999). On retrouve ponctuellement quelques lentilles de galets roulés et de blocs glaciels issus de formations d'épandage pré-quaternaires de la vallée de la Seules. Sur la partie nord du bassin, les accumulations d'argiles à silex sont fréquemment recouvertes de formations éoliennes Weichséliens (loess) décarbonatées, épaisses de 1 à 2,5 mètres. Cette opposition lithologique s'observe également d'un point de vue pédologique. La partie sud du bassin versant se caractérise par des sols peu épais (< 30 cm) de texture Limono-Argilo-Sableuse. Peu épais et positionnés sur une formation d'argiles à silex, ces sols sont rapidement saturés et fortement sensibles aux surplus hydrologiques au cours de l'hiver, mais présentent un niveau de stabilité structurale élevé. Plus au nord, on retrouve au contraire des formations pédologiques épaisses (> 1,4 m), de texture limoneuse à limono-argileuse. Ces sols, saturés plus tardivement en hiver, sont bien plus sensibles aux phénomènes de battance. Les dynamiques hydrologiques des formations superficielles de ce bassin versant seront donc contrastées spatialement mais également temporellement, puisque pour des seuils de précipitations équivalents, toutes les entités hydrologiques du bassin versant réagiront de manière différenciée.

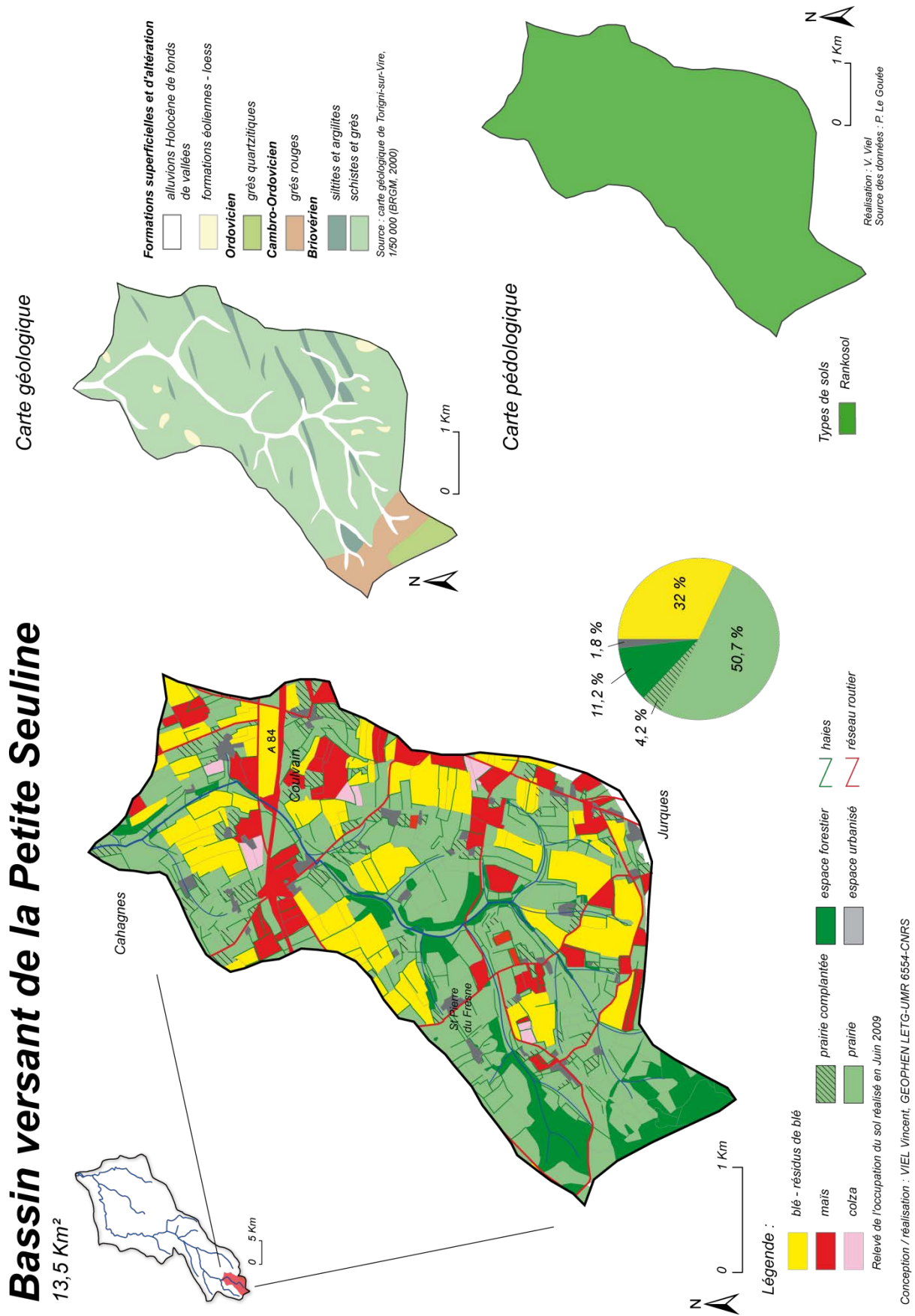


Figure 3.3 : Présentation du bassin versant de la Petite Seuline

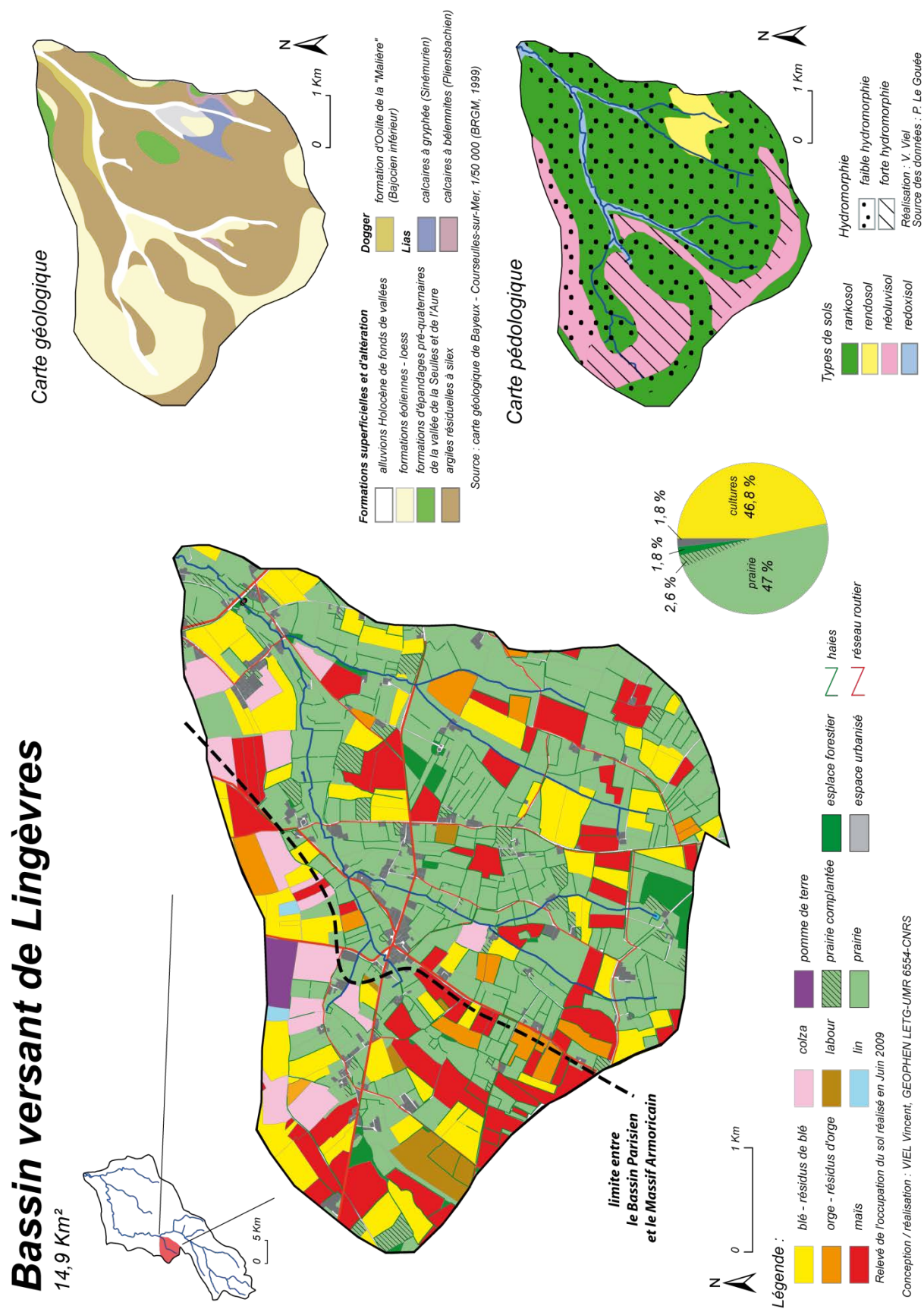


Figure 3.4 : Présentation du bassin versant de Lingèvres

Ces contrastes se retrouvent aussi d'un point de vue paysager. Les surfaces situées sur argiles à silex, difficilement exploitables d'un point de vue agricole, sont principalement maintenues en herbe. Les parcelles sont de faible superficie et présentent un maillage bocager particulièrement bien conservé. Ponctuellement, certaines parcelles sont cultivées avec des rotations culturales de type maïs / blé ou maïs / maïs. Dans certains cas, une prairie temporaire est intégrée dans la rotation culturale. A l'inverse, les parcelles localisées sur sol épais présentent un paysage d'openfield voué principalement aux cultures céréalières (blé, orge, triticale) et industrielles (colza, lin, betteraves ou pommes de terre).

2. Métrologie des transferts sédimentaires en suspension

Si les transferts sédimentaires dans les cours d'eau peuvent se dérouler sous différentes formes (suspension, saltation, charriage), nous avons montré au cours du premier chapitre que dans les hydrosystèmes de faible énergie ($< 15\text{W/m}^2$), la très grande majorité des transferts sédimentaires sont réalisés sous la forme de Matières En Suspension (MES). A. Vongvixay (2012) a ainsi montré pour un bassin versant bas-normand que la part des flux sédimentaires grossiers, issus de la charge de fond et transportés par saltation ou charriage, ne représente qu'un pourcentage très réduit du volume global de sédiments exportés du bassin versant du Moulinet. C'est pourquoi, dans ces hydrosystèmes, évaluer les transferts sédimentaires revient à quantifier la charge solide transportée en suspension dans le cours d'eau.

Le suivi des flux de MES dans un bassin versant est une opération couramment menée depuis de nombreuses années sur la base de différents protocoles. Le choix de ce dernier est réalisé au regard des contraintes de l'utilisateur, à la fois en termes de temps, de présence sur le terrain, et de post-traitements en laboratoire. Par conséquent, c'est en fonction de la résolution temporelle et de la durée de la période de mesures envisagée qu'est déterminé le mode d'acquisition des données le plus approprié.

2.1. Suivi à haute fréquence des flux sédimentaires en suspension

Il existe principalement deux méthodes d'estimation des flux de matières en suspension dans un bassin versant. La première consiste à mesurer directement la concentration en MES à partir de prélèvements manuels ou réalisés à l'aide d'un préleveur automatique, à un pas de temps défini au préalable par l'utilisateur. La mesure de la concentration, multipliée par le débit, permet alors de quantifier les flux massiques de sédiments exportés d'un bassin versant. Cependant, compte tenu de la forte variabilité des transferts de MES couramment observée, notamment en période de crues (Larson et al, 1997 ; Valero-Garces et al, 1999 ; Lewis et Eads, 2001 in Gao, 2008 ; Lopez-Tarazon, 2011), il est nécessaire de réaliser des prélèvements à haute fréquence. Garantir à moyen et long terme la capacité de stockage des préleveurs automatiques et assurer en laboratoire la filtration des échantillons selon des délais raisonnables s'avère alors coûteux à la fois en temps et en moyens humains sur le terrain. Cette démarche de quantification est donc adaptée à une évaluation ponctuelle des transferts de MES (lors d'une crue par exemple), mais reste difficilement envisageable dans le cadre d'un réseau de 4 stations de mesures, à l'échelle annuelle ou pluriannuelle.

C'est pourquoi, depuis le début des années 1990, de nouveaux protocoles de mesure haute fréquence des flux de MES, basés sur des suivis de turbidité, ont été établis (Jansson, 1992) et sont aujourd'hui couramment utilisés. La turbidité, mesurée en NTU (Nephelometric Turbidity

Unit) est une propriété optique qui quantifie la diminution de l'intensité de la diffusion de la lumière entre un faisceau incident et un photorécepteur. La quantification des transferts repose sur un postulat de départ selon lequel il existe une relation entre la turbidité et la charge solide transportée par un cours d'eau. Ainsi, lors des périodes de forts transferts sédimentaires, l'eau devient

trouble et la turbidité augmente, permettant alors de quantifier de manière indirecte les sédiments en suspension. En remplaçant les prélèvements par des mesures optiques, on s'affranchit alors des problèmes de stockage des échantillons et de leur traitement en laboratoire, ce qui rend possible la mesure à haute fréquence des transferts de MES sur de longues périodes ainsi que la multiplication des points de mesure au sein d'un bassin versant.

Pour quantifier les flux de MES, le turbidimètre doit cependant être préalablement calibré en mettant en relation la turbidité avec la concentration en MES réelle, mesurée à partir de prélèvements réalisés dans le cours d'eau dans différentes conditions hydrologiques pour couvrir une gamme importante de concentrations. Cette méthode ne dispense donc pas, dans un premier temps, d'un échantillonnage fréquent en période hors crues et en période de crues. Par conséquent, si les mesures turbidimétriques améliorent nettement la résolution temporelle du suivi des transferts sédimentaires en terme d'analyses de laboratoire, le gain de temps observé n'est réellement constaté qu'à plus long terme, une fois la corrélation entre turbidité et la concentration en MES réalisée.

2.1.1. Protocole d'acquisition des données de turbidité et présentation du matériel de mesure

Les mesures de turbidité ont été réalisées à l'aide d'un capteur OTT fixé sur une sonde multi-paramètres Hydrolab MS5 qui permet de mesurer en parallèle la température et la conductivité du cours d'eau (données qui n'ont pas été exploitées dans le cadre de cette étude). Le fonctionnement du capteur répond à la norme ISO 7027 relative à la mesure de la turbidité. Cette dernière consiste à quantifier l'intensité de la lumière diffusée par une source lumineuse (lampe en tungstène) puis réfléchiée par les particules de l'échantillon sur un photorécepteur situé à 90° du rayon incident. La réduction d'intensité de la lumière est alors calculée en comparant les intensités lumineuses mesurées sur les photorécepteurs en contact avec l'échantillon avec l'intensité mesurée par un photorécepteur de référence (fig.3.5). Des corrections de la mesure sont réalisées automatiquement par le capteur afin de limiter les dérives causées par la variation diurne de la luminosité. Enfin, pour limiter les problèmes de dérives liées à l'encrassement du capteur, ce dernier est systématiquement nettoyé avant la mesure par un racleur automatique en plastique. Un nettoyage manuel est également réalisé de manière régulière : tous les 7 jours en période hivernale et tous les 15 jours en période estivale. En période automnale, compte tenu du nombre important de débris flottants dans le chenal, un nettoyage complet de la station est réalisé à la fin de chaque crue.

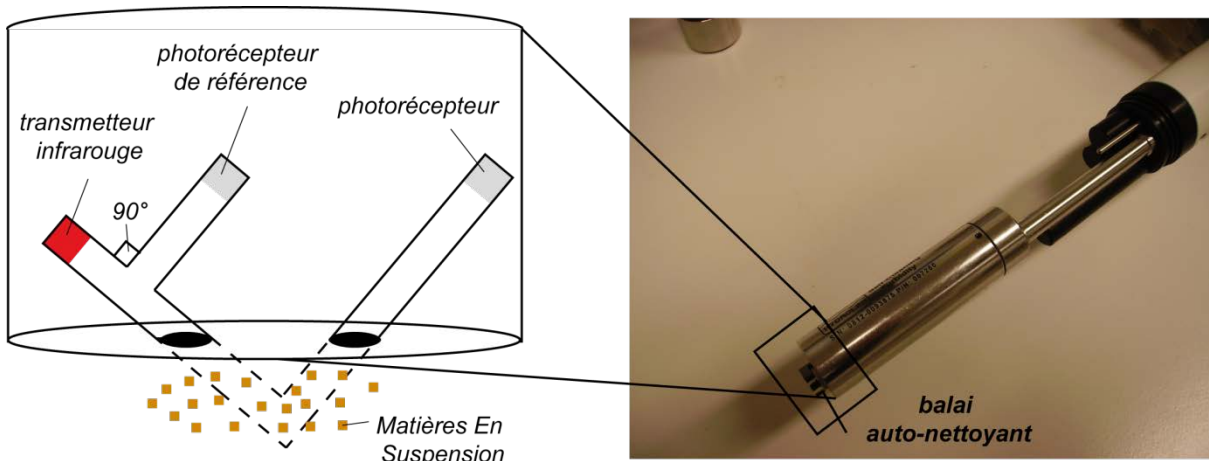


Figure 3.5 : Fonctionnement du capteur de turbidité de la Minisonde MS5 OTT

La plage de mesure du capteur est comprise entre 0 et 3000 NTU (fig.3.6). Au cours des deux années mesurées, cette dernière n'a été dépassée que durant une heure, lors d'un seul épisode orageux sur le bassin versant de Lingèvres. Par conséquent, si une corrélation entre la turbidité et les transports solides mesurés peut être établie, la plage de mesure du capteur est tout à fait adaptée au suivi haute fréquence des flux sédimentaires dans les hydrosystèmes normands.

Plage de mesure		0 - 3000 NTU
Précision de la mesure	0 - 100 NTU	+/- 1%
	100 - 400 NTU	+/- 3%
	> 400 NTU	+/- 5%
Résolution	0 - 400 NTU	0,1 NTU
	> 400 NTU	1 NTU

Figure 3.6 : Intervalle de mesure et résolution du capteur de turbidité de la Minisonde MS5 OTT

◆ *Positionnement des appareils de mesure au sein de la section mouillée*

Les capteurs ont été mis en place en avril 2009 pour les bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline, et au cours du mois de mai 2009 pour les stations de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville. Les données sont acquises à un pas de temps fixé à 6 minutes. Ces données sont enregistrées dans un enregistreur de données (*data logger*) DuoSens OTT qui assure l'alimentation de la sonde et le calage temporel entre l'ensemble des appareils de mesures de la station. Pour les stations situées aux exutoires des bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline, les mesures de turbidité sont réalisées au centre du chenal. La faible largeur et l'écoulement laminaire du cours d'eau au niveau du point de mesure permettent de considérer la variabilité latérale de la turbidité au sein de la section mouillée du chenal comme négligeable. Pour l'ensemble des stations de mesures, la mesure de turbidité est réalisée à deux hauteurs différentes au cours de l'année hydrologique afin de tenir compte de la variation des niveaux d'eau entre la période hivernale et la période estivale.

Pour les stations de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville, les capteurs de turbidité ont été positionnés à 1,5 mètre environ de la berge pour permettre l'accès permanent au capteur. La section mouillée de la Seulles est plus importante. Le positionnement de la station de mesure au sein du chenal doit donc être davantage discuté. En effet, avec l'augmentation de la section

mouillée du chenal, la variabilité latérale et horizontale de la turbidité est plus importante. La mesure doit donc être la plus représentative possible des flux sédimentaires en suspension transitant dans le chenal (Pen Gao, 2008). La répartition de la charge en suspension dans la section transversale d'une rivière dépend cependant de la taille des matériaux transportés. Ainsi, « *les particules dont le diamètre est inférieur à 60 μm – comme c'est le cas pour la Seulles – montrent en général une répartition homogène selon la profondeur et la largeur* » (Bravard et Petit, 2000). Des profils de concentration dans toute la section mouillée ont été réalisés à l'aide de mesures de turbidité en différents sites du bassin versant de la Vilaine en Bretagne (Laguionie, 2006). Ces profils mettent en évidence « *l'absence de gradient entre les rives et le centre de la section* », quel que soit le débit du cours d'eau. Ils montrent également que si un gradient de concentration est observé en période de faible débit, la variabilité des concentrations au sein de la section mouillée en période de crues est beaucoup plus faible. La très grande majorité des transferts sédimentaires se déroulant au cours des périodes de crues (ce qui sera validé par la suite sur le bassin versant de la Seulles), nous avons considéré la mesure obtenue par le capteur de turbidité comme étant représentative de l'ensemble de la section mouillée.

◆ **Protocole de calibrage**

Avant la mise en place sur le terrain, chaque capteur de turbidité est calibré en laboratoire à partir d'une solution de Formazine diluée à 20, 100 et 1000 NTU, certifiée par la norme ISO 7027 (1999). De l'eau déminéralisée est utilisée pour caler le 0.

◆ **Sensibilité des capteurs de turbidité**

Les capteurs de turbidité sont des appareils particulièrement sensibles et différents éléments peuvent être responsables d'incertitudes dans les mesures. Des dérives sont liées à l'encrassement des optiques de l'appareil (Murray et Gomez, *in* Kondolf et Piégay, 2002). La source d'incertitude principale est liée à la forte dispersion de la relation entre turbidité et concentration en MES. En effet, cette relation dépend de la taille, la nature et la forme des particules. Or, si ces caractéristiques sont constantes dans les solutions de formazine, utilisées au cours du calibrage des capteurs au laboratoire, cette condition n'est pas vérifiée sur le terrain.

On sait que la granulométrie des sédiments transportés varie spatialement et temporellement. Or, toutes les granulométries n'ont pas les mêmes conséquences sur la mesure de la turbidité (Lewis, 1996). Foster et al (1992) montrent ainsi qu'à concentration équivalente, les particules argileuses présentent une turbidité 20 fois plus importante que le sable grossier. Les capteurs de turbidité sont donc très sensibles aux particules les plus fines (Kirk, 1988 ; Davies-Colley et al, 1992 ; Vongvixay, 2012). Gippel (1995) montre que la variation de la taille des particules peut provoquer une modification de la turbidité d'un facteur 4 pour une même concentration de particules en suspension. Les observations réalisées dans le sud du département de la Manche, en contexte armoricain, semblable à l'amont de la Seulles, vont également dans le même sens et montrent une « *tendance à la décroissance de la turbidité avec l'augmentation de la taille des particules à concentration égale* », avec un facteur de dispersion compris entre 1 et 10 en fonction des échantillons analysés (Lefrançois, 2007). A concentration équivalente, la turbidité augmente plus rapidement lorsque les particules transportées sont d'un calibre granulométrique fin. Il n'y a donc pas de corrélation exacte entre la turbidité et la

concentration en MES réelle du cours d'eau puisque la granulométrie des sédiments transportés en suspension n'est généralement pas homogène.

Pour évaluer l'impact de la granulométrie des sédiments sur la turbidité mesurée par le capteur, Gippel (1995) propose d'observer une autre variable appelée « turbidité spécifique » correspondant au rapport entre la turbidité et la concentration en MES d'un échantillon donné. En effet, la granulométrie étant le principal facteur de contrôle de la variabilité de la turbidité, à concentration en MES équivalente, la turbidité spécifique *« peut être considérée comme un indicateur de la sensibilité du turbidimètre pour une taille de MES donnée »* (Vonvixay, 2012). La turbidité spécifique n'a pas été calculée lors de ce travail, ce qui ne permet donc pas d'évaluer la diversité de la granulométrie des sédiments transportés par la Seulles. Cependant, sur le bassin versant de la Seulles, la granulométrie des sédiments transportés est assez homogène (limons et argiles), ce qui limite la dispersion des mesures de turbidité liées aux variations de la granulométrie.

Pour un même turbidimètre, la turbidité spécifique peut être également considérée comme un indicateur de la granulométrie des sédiments transportés par le cours d'eau (Vongvixay, 2012). Cet auteur observe sur le bassin versant du Moulinet (Sud Manche) que, pour des fortes crues, la relation entre la turbidité spécifique et le débit au cours de la crue *« décrit une hystérésis antihoraire avec des turbidités spécifiques plus faibles en montée de crue qu'en décrue »*, démontrant ainsi la variation de la granulométrie des sédiments transportés au cours des crues. L'hystérésis antihoraire de la relation turbidité spécifique – débit s'explique par la mobilisation de particules plus grossières en début de crue dont la granulométrie s'affine en fin de crue. Ainsi, à la diversité spatiale des fractions granulométriques transportées en suspension par le cours d'eau, s'ajoute l'évolution temporelle des fractions transportées en fonction de l'énergie hydraulique du cours d'eau. Une évolution temporelle de la turbidité peut également être observée en dehors des périodes de crues lorsque le cours d'eau subit un étiage sévère ou que le débit de base du cours d'eau reste soutenu.

Enfin, d'autres facteurs peuvent être responsables d'incertitudes dans les mesures, tels que la nature organique ou minérale des particules, qui conditionne en particulier leur couleur, leur forme, la couleur de l'eau ou encore la turbulence de l'écoulement (Gippel, 1989, 1995 ; Lefrançois, 2007 ; Campbell et al, 2005). Il n'existe donc pas de corrélation uniforme dans le bassin versant entre la concentration en MES et la turbidité. Cependant, dans les faits, il est toujours délicat d'estimer l'impact réel de chacun de ces facteurs sur la mesure de turbidité.

◆ **Répétitivité de la mesure**

Un test de répétitivité de la mesure a été réalisé sur chacune des sondes pour différentes concentrations comprises entre 0 et 2 000 mg.L⁻¹. Ces tests ont été réalisés en laboratoire à partir de MES prélevées à l'aide d'un préleveur automatique en période de crue à l'exutoire du bassin versant de Lingèvres et sont constituées d'argiles et de limons granulométriques. Les mesures ont été réalisées à une minute d'intervalle après agitation magnétique. Les résultats montrent une très faible dispersion des mesures, aussi bien dans les faibles concentrations que dans les plus fortes (fig.3.7).

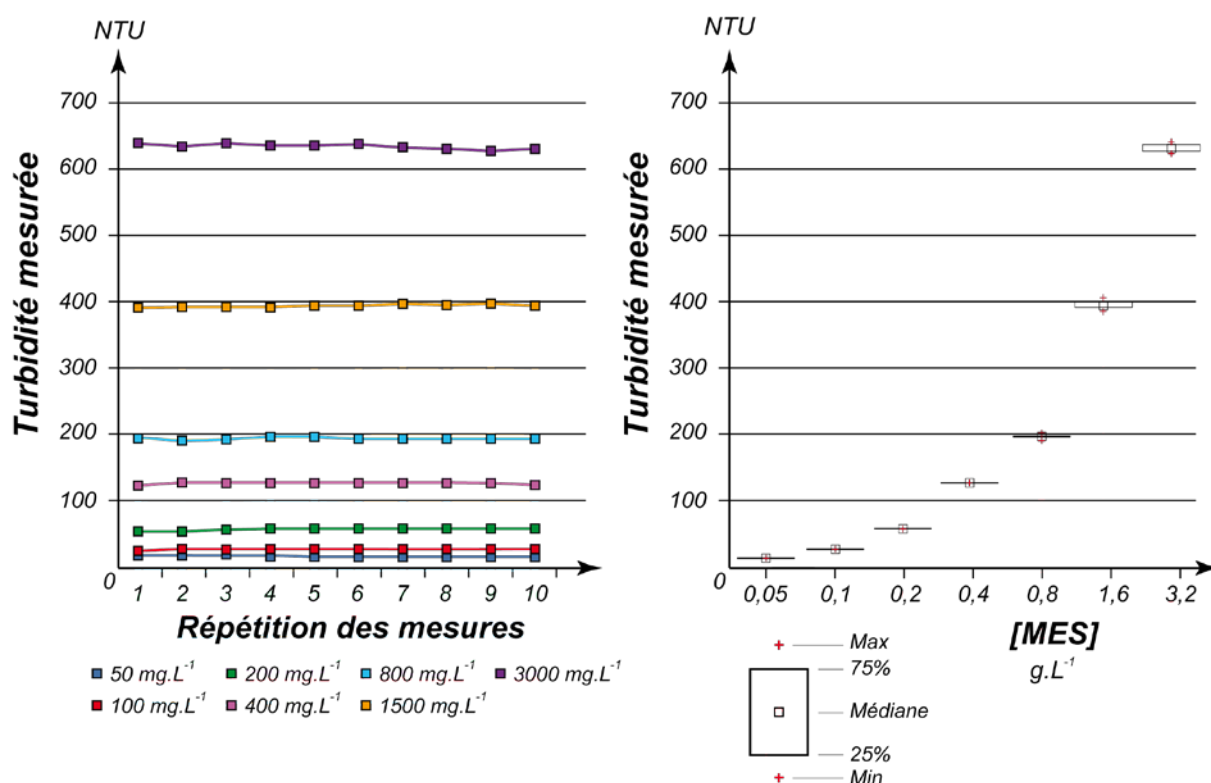


Figure 3.7 : Répétitivité des mesures de turbidité pour différentes concentration en MES

2.1.2. Protocole d'échantillonnage des MES dans le cours d'eau

Parallèlement aux mesures de turbidité, ont été réalisés des prélèvements dans le cours d'eau destinés à mettre en place la corrélation entre turbidité et [MES]. Cet échantillonnage est effectué à l'aide de préleveurs automatiques Hach Lange de type Bülher 1000. Ces derniers sont constitués d'une pompe et d'un système électronique permettant la programmation des prélèvements à un pas de temps défini par l'utilisateur. Les échantillons prélevés sont alors stockés dans les 24 bidons de 500 mL situés dans la partie basse de l'appareil (fig.3.8). Les prélèvements doivent permettre d'établir la courbe de tarage entre la turbidité et les concentrations en MES, mais également de vérifier l'absence de dérives du capteur de turbidité.

Les prélèvements sont réalisés après nettoyage du tuyau. Ils représentent un volume de 500 mL. Toutefois, le volume de l'échantillon ne pouvant être calibré par l'appareil que pour un volume maximum de 250 mL, deux prélèvements ont été réalisés en série et stockés dans un même bidon. Le décalage entre les deux prélèvements a été estimé à une minute environ. L'obtention du volume est contrôlée par le contact du prélèvement avec une anode et une cathode qui suspend le fonctionnement de la pompe du préleveur automatique (fig.3.8). La crépine est située à proximité de la sonde de turbidité et le prélèvement est réalisé quelques secondes après la mesure de turbidité afin de ne pas perturber l'écoulement lors de la mesure optique.

En dehors des périodes de crues, un prélèvement toutes les 72 heures a été réalisé au cours de la première année de mesures (mai 2009 – avril 2010). En période de crues, le pas de temps de mesures est nettement plus fin et est fixé à 18 minutes soit un prélèvement toutes les trois mesures de turbidité. Le déclenchement du préleveur automatique en période de crues est réalisé à partir d'une alarme de hauteur d'eau programmée dans l'enregistreur de données. Ce

seuil est mis à jour si nécessaire lors de chaque passage sur le terrain. Le déclenchement automatique du prélèvement par le *data logger* permet ainsi un calage temporel précis entre les mesures de turbidité et les mesures de concentration en MES, élément essentiel en période de crue où la variation des concentrations est rapide. Une fois les prélèvements réalisés, les échantillons sont alors filtrés en laboratoire.

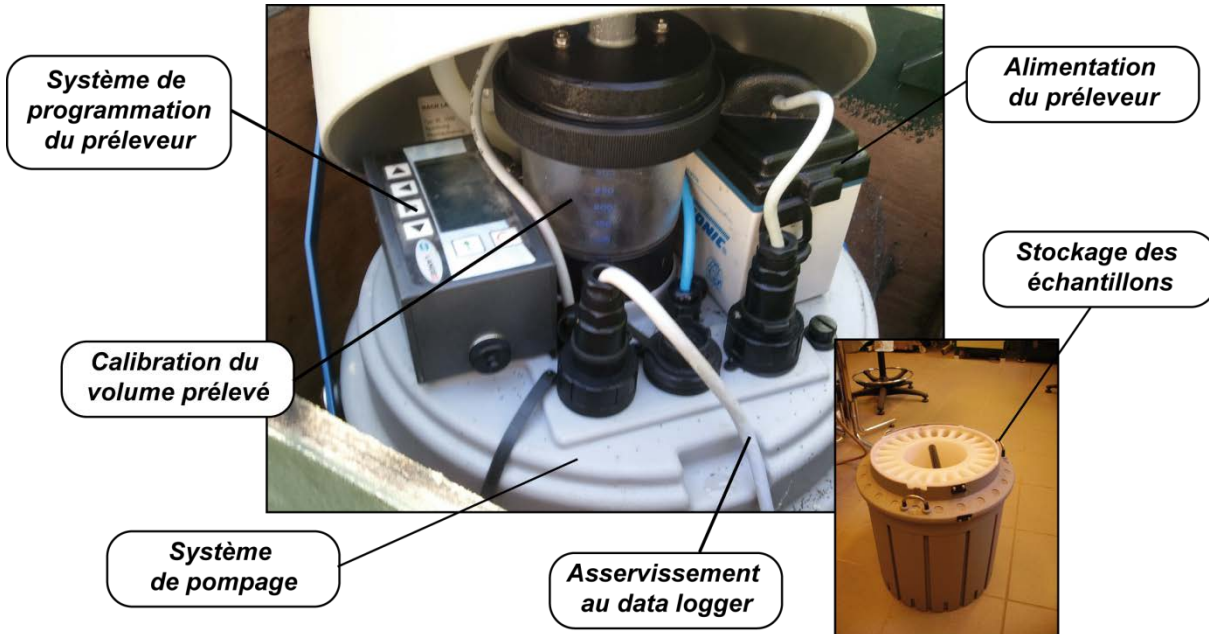


Figure 3.8 : Présentation d'un préleveur automatique Bühlher 1000 (Hach Lange)

2.2. Mesure des débits liquides

Les mesures de débits liquides ont été obtenues de deux manières différentes. Pour les stations localisées aux exutoires des bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline, l'évaluation des débits a été réalisée à partir de mesures de hauteur d'eau acquises par une sonde de pression PLS OTT. Tout comme pour le capteur de turbidité, les mesures sont réalisées à un pas de temps de 6 minutes. Le déclenchement des mesures et le stockage des données sont réalisés par l'enregistreur de données, ce qui assure un calage temporel précis des mesures de turbidité, de hauteur d'eau et des prélèvements d'échantillons dans le cours d'eau. Des mesures de champs de vitesses au sein de la section mouillée, effectuées au micro moulinet, permettent ensuite de réaliser une courbe de tarage et donc d'obtenir le débit du cours d'eau.

Les mesures de hauteur d'eau et des champs de vitesses ont été réalisées au niveau de ponts bétonnés au sol et sur les piles. En ces points, le cours d'eau présente des sections mouillées de forme géométrique, facilement mesurables et qui ne varient pas au cours du temps, ce qui garantit une courbe de tarage fiable. Les mesures de vitesses sont réalisées tous les 10 cm verticalement et tous les 50 cm horizontalement.

Le débit du cours d'eau est alors calculé selon la formule suivante :

$$Q = \sum (V \cdot A)$$

Avec :

Q : le débit recherché

V : la vitesse d'écoulement mesurée au micro-moulinet

A : la surface de la section mouillée représentée par la mesure de vitesse

Notons cependant que les champs de vitesses n'ont pu être mesurés pour les hauteurs d'eau les plus importantes. En l'absence de mesures, les valeurs de débits ont été considérées comme suivant l'équation de la courbe de tarage définie avec les valeurs à notre disposition. En effet, à des hauteurs d'eau plus importantes, il n'y a pas de changement de la géométrie du pont et aucun débordement n'a été observé en amont de ce dernier.

On obtient alors les courbes de tarage des stations de Lingèvres et de la Petite Seuline en faisant correspondre les mesures de débit avec les différentes valeurs de hauteurs d'eau (fig.3.9).

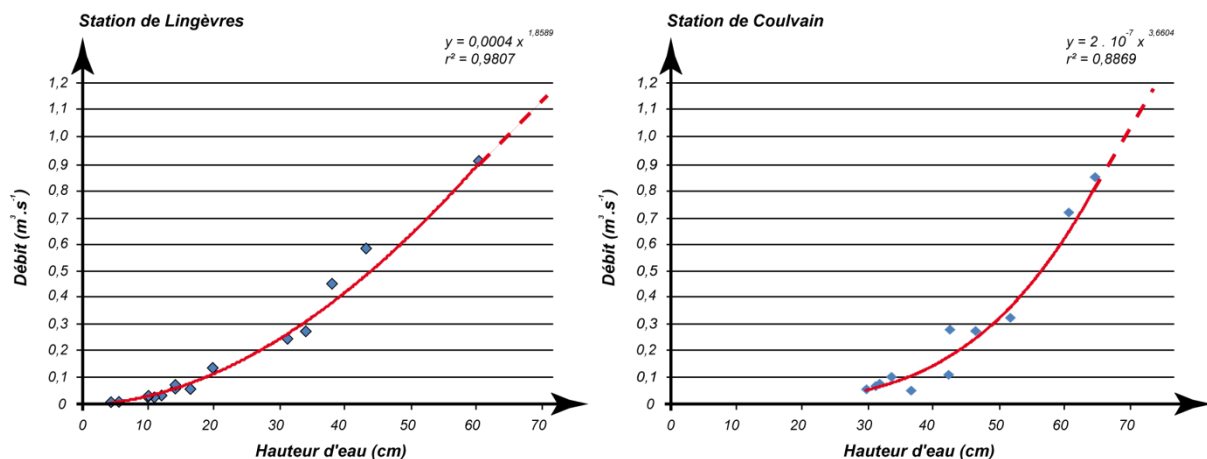


Figure 3.9 : Courbes de tarage des stations de Lingèvres et de la Petite Seuline

Concernant les stations de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville, les données de débit ont été fournies par le service Eau, Milieux Aquatiques et Risques Naturels de la DREAL Basse-Normandie, qui dispose des données débitométriques de la Seulles au niveau de Tierceville depuis 1971 et de Juvigny-sur-Seulles depuis 1981. Ces données sont disponibles à des pas de temps variables définis par un algorithme permettant de compresser les données en fonction de la variabilité du débit. Ainsi, lorsque les variations sont faibles, seules quelques mesures journalières sont conservées dans la base de données. Afin de disposer de données à un pas de temps plus fin, des mesures de hauteur d'eau ont été réalisées en parallèle à l'aide de sondes pression OTT PLS identiques à celles utilisées pour les stations de mesures précédentes. Les courbes de tarage des stations de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville ont été alors reconstituées à partir des mesures de hauteur d'eau et des mesures de débit réalisées par la DREAL Basse-Normandie sur la période de mesures. Une fois les courbes de tarage reconstituées, il est

possible de disposer d'une information de débit pour chaque hauteur d'eau mesurée. Ces stations n'ont donc pas fait l'objet de mesures de vitesses.

Les courbes de tarage obtenues ne présentent pas une relation linéaire ou uniforme (fig.3.10). Les séries de données ont donc été scindées en deux pour la station de Juvigny sur Seulles et en trois pour la station de Tierceville. La troisième équation observée pour la station de Tierceville correspondant aux débits de débordement.

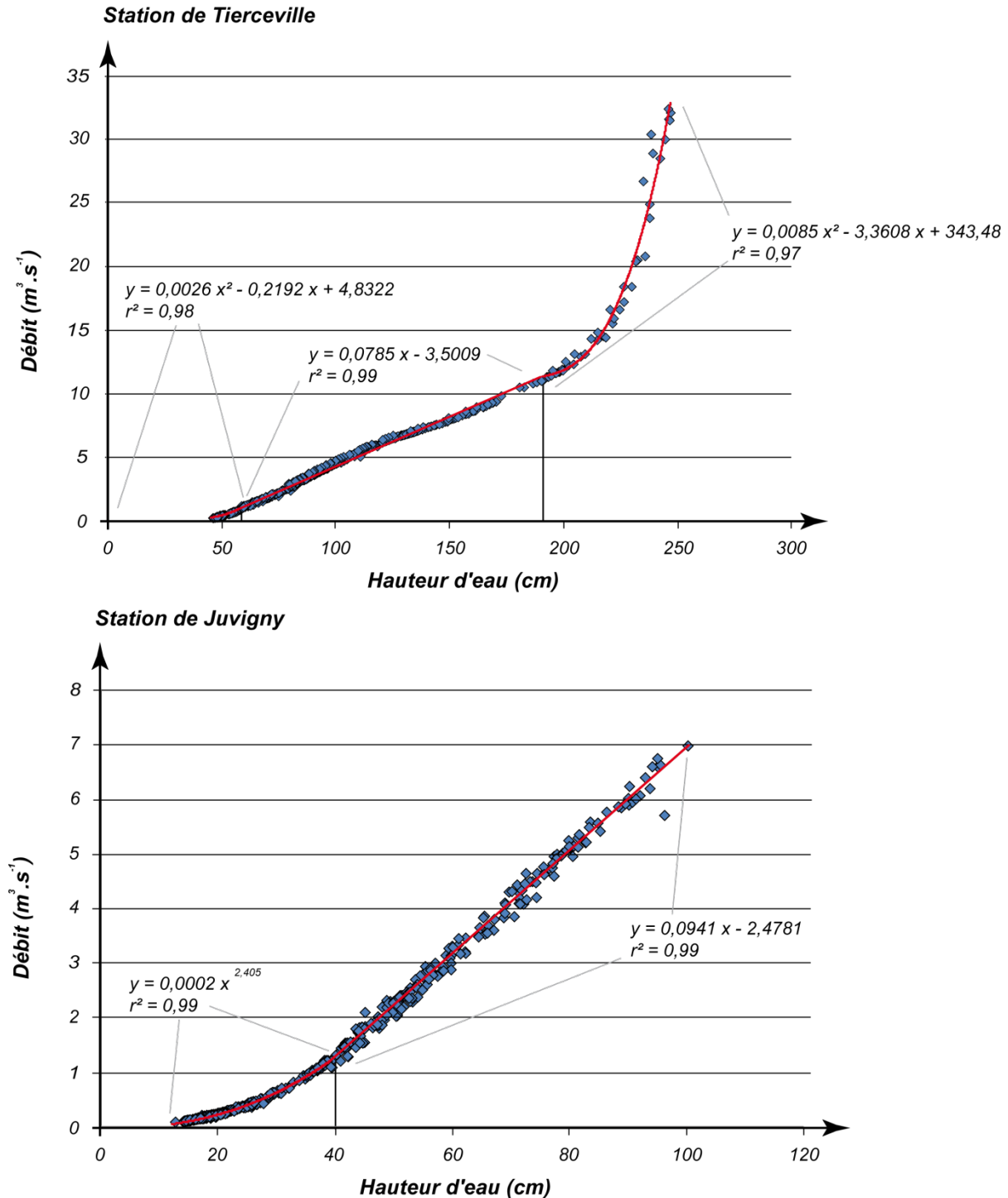


Figure 3.10 : Courbes de tarage des stations de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville.

Source des données de débit : DREAL Basse-Normandie



Figure 3.11 : Station de mesure localisée à l'exutoire du bassin versant de Lingèvres

2.3. Acquisition des données pluviométriques

Compte tenu de la variabilité importante de la pluviométrie régionale (Cantat et Brunet, 2001), le suivi des précipitations s'appuie sur un ensemble de mesures réalisées en 3 points du bassin versant de la Seulles et complétées par la station Météofrance de Caen Carpiquet, située à 5 km à l'Est du bassin versant de la Seulles (fig.3.12).

Deux de ces stations sont localisées sur les bassins versants représentatifs instrumentés, sur les communes de Bucéel (fig.3.12b), pour le bassin versant de Lingèvres et de Saint-Pierre-du-Fresnes pour le bassin versant de la Petite Seuline (fig. 3.12c). Une troisième station, localisée plus à l'aval sur la commune de Brécy (fig. 3.12a), vient compléter le réseau de mesures afin de prendre en compte au mieux la variabilité spatiale des précipitations au sein du bassin versant.

La quantification des précipitations est réalisée à l'aide de stations météorologiques complètes DAVIS qui assurent un enregistrement des volumes précipités à un pas de temps fixé à 10 min.

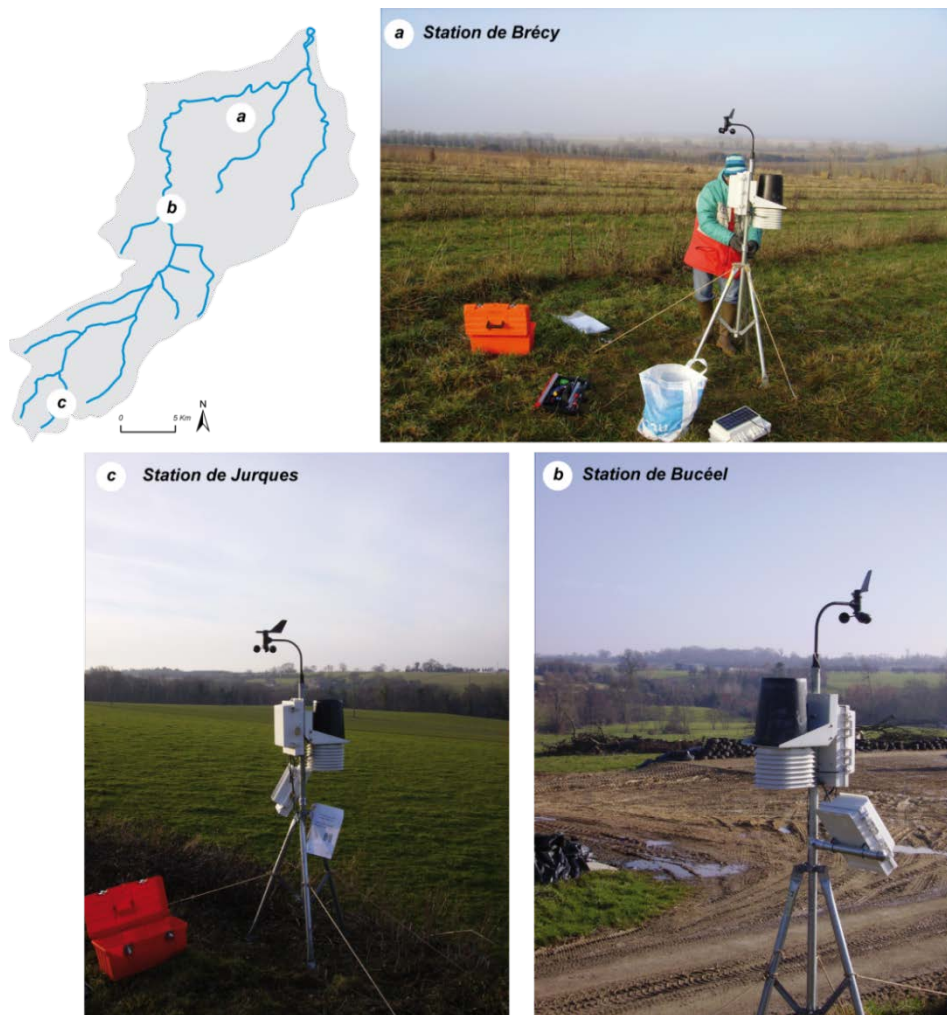


Figure 3.12 : Localisation des stations météorologiques dans le bassin versant de la Seulles

3. Post-traitements et analyses de laboratoire

3.1. Mise en place des corrélations turbidité – [MES]

La granulométrie des MES, qui influence les mesures de turbidité, varie d'un bassin versant à l'autre et diffère de celle des particules présentes dans une solution de formazine. Il est donc nécessaire de calculer pour chacune des stations de mesures une relation d'étalonnage entre la turbidité observée et la concentration réelle en MES mesurée au même moment par des prélèvements effectués dans le cours d'eau. Les échantillons ont été prélevés tout au long de l'année hydrologique, au cours d'une dizaine de crues comprises entre mai 2009 et janvier 2011, et en dehors des crues entre mai 2009 et avril 2010. Ce sont ainsi 665 échantillons qui ont été filtrés durant la période de mesures.

Les prélèvements réalisés sur le terrain sont filtrés en laboratoire à l'aide d'un banc à filtration. Les filtres utilisés sont constitués de fibre de verre, de maille 0,45 µm. La filtration se décompose en différentes étapes. Dans un premier temps, les filtres sont mis à l'étuve à 105°C pendant 1 heure, refroidis en dessiccateur puis pesés à 1.10⁻³g près. Le volume de l'échantillon est vérifié avant filtration dans une éprouvette graduée. Après agitation, l'échantillon est filtré sur un banc à filtration avec l'aide d'une pompe à vide. Une fois l'opération terminée, le filtre ainsi que son filtrat sont mis à l'étuve pendant une nuit à 105°C avant d'être pesés à 1.10⁻³g près après refroidissement et dessiccation (fig.3.13). La matière organique n'a pas été détruite avant filtration. La masse de ces éléments a été considérée comme négligeable une fois passée à l'étuve durant une nuit.

La concentration en MES est alors calculée selon la formule suivante :

$$[MES] = \frac{M_1 - M_0}{V}$$

Avec :

- **[MES]** : la concentration en matières en suspension recherchée (g.L⁻¹)
- **M₀** : la masse initiale du filtre, pesé à sec (g)
- **M₁** : la masse du filtre et de son filtrat, pesés à sec (g)
- **V** : le volume de l'échantillon filtré (L)

Lorsque la charge solide des échantillons prélevés est trop élevée pour être filtrée dans un temps raisonnable, les échantillons sont mis à décanter durant une journée. Le surnageant restant est alors prélevé, agité, puis, après mesure du volume, filtré selon une procédure identique à celle décrite précédemment. Les dépôts restants sont placés sur une coupelle, dont la masse a préalablement été mesurée à sec, et sont pesés. Cet échantillon est alors placé à l'étuve à 105°C durant une nuit et pesé de nouveau. Cette méthode n'a été utilisée que pour les concentrations les plus importantes observées sur le bassin versant de Lingèvres. Les concentrations en MES obtenues sont ensuite utilisées afin d'établir pour chacun des sites instrumentés la calibration des capteurs de turbidité.

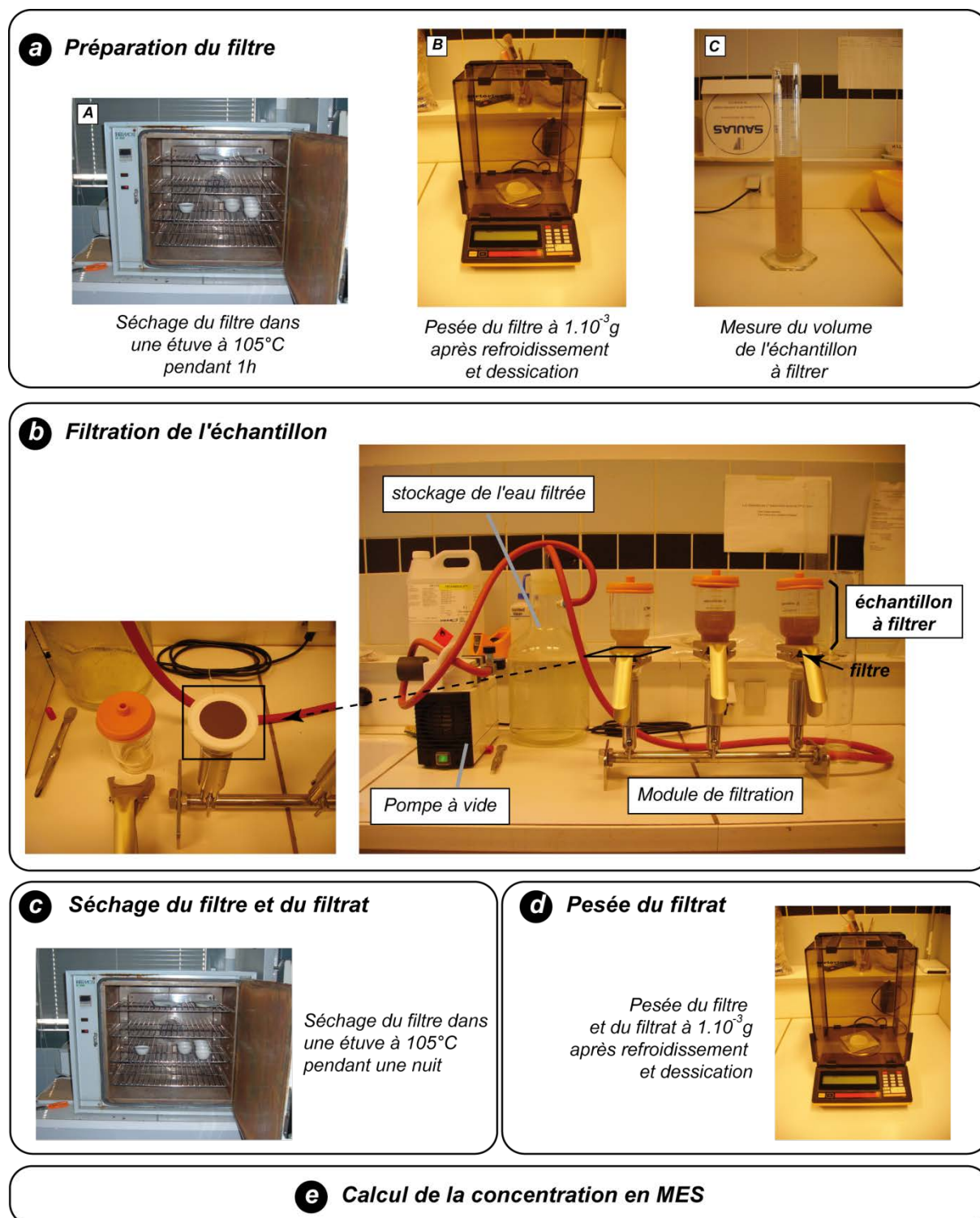


Figure 3.13 : Protocole de filtration des Matières En Suspension

3.1.1. Etablissement de la relation d'étalonnage turbidité - [MES]

Pour établir la relation d'étalonnage entre la turbidité et la concentration en MES, il est nécessaire de disposer d'un nombre élevé d'échantillons. Ces derniers doivent être prélevés en crues ou en dehors des périodes de crues, et répartis sur l'ensemble de l'année, les crues mettant en jeu des compartiments hydrologiques variés. Les corrélations entre [MES] et turbidité mises en place sur la Seulles ont ainsi été établies à partir d'un nombre d'échantillons compris entre 120 et 192 (fig.3.14).

Il est également important que la relation d'étalonnage soit établie pour toute la gamme des turbidités observées *in situ*. C'est le cas pour chacune des stations de mesures situées sur le bassin versant de la Seulles. Cependant, pour certains niveaux de turbidité élevés, ponctuellement mesurés lors d'épisodes orageux printaniers ou estivaux, les concentrations en MES n'ont pu être mesurées. Dans ce cas, la relation d'étalonnage a été extrapolée vers les valeurs extrêmes. Cependant, en supposant valable cette méthode, la contribution sédimentaire de ces forts événements ne représente, dans le bilan sédimentaire global annuel des bassins versants, que des pourcentages très faibles compris entre 0,3 et 5,1 % des flux de MES enregistrés sur la période Mai 2009 – Avril 2011 (fig.3.14). Par conséquent, l'extrapolation de la relation d'étalonnage pour ces valeurs extrêmes ne compromet en rien l'estimation des volumes exportés à l'échelle annuelle.

	Nbre d'échantillons filtrés	Turbidité maximale utilisée pour l'étalonnage	Turbidité maximale observée	% des transferts globaux > Turbidité max. utilisée (Mai 2009 - Avril 2011)
Tierceville	179	433 NTU	585 NTU	0,6 %
Juvigny-sur-Seulles	192	1189 NTU	1362 NTU	0,3 %
Bv de Lingèvres	164	1948 NTU	3000 NTU	5,1 %
Bv de la Pte Seuline	120	323 NTU	563 NTU	4,0 %

Figure 3.14 : Caractéristiques des échantillons utilisés pour les relations turbidité - [MES]

Des régressions linéaires, polynomiales ou logarithmiques ont été testées sur chacun des sites de mesures. Ce sont les régressions linéaires qui ont été retenues sur chacune des stations de mesures car elles présentaient les coefficients de détermination les plus importants (fig.3.15).

Chacune de ces régressions linéaires présente des coefficients de détermination élevés, compris entre 0,76 (pour la Petite Seuline) et 0,96 (pour les stations de Lingèvres) et de Tierceville. L'analyse des résidus de chacune des régressions montre que la variabilité est peu importante pour les stations de Tierceville, Juvigny sur Seulles et de Coulvain. Le bassin versant de Lingèvres présente cependant une variabilité plus importante dans les fortes valeurs de turbidité (fig.3.15). Ceci s'explique principalement par le fait que la station de mesure de Lingèvres est la seule à présenter des concentrations parfois très importantes. Les relations turbidité - [MES] semblent meilleures pour les faibles valeurs. L'augmentation de la variabilité pour les fortes valeurs de turbidité est sans doute liée à des incertitudes de mesures plus importantes dans ces gammes de valeurs.

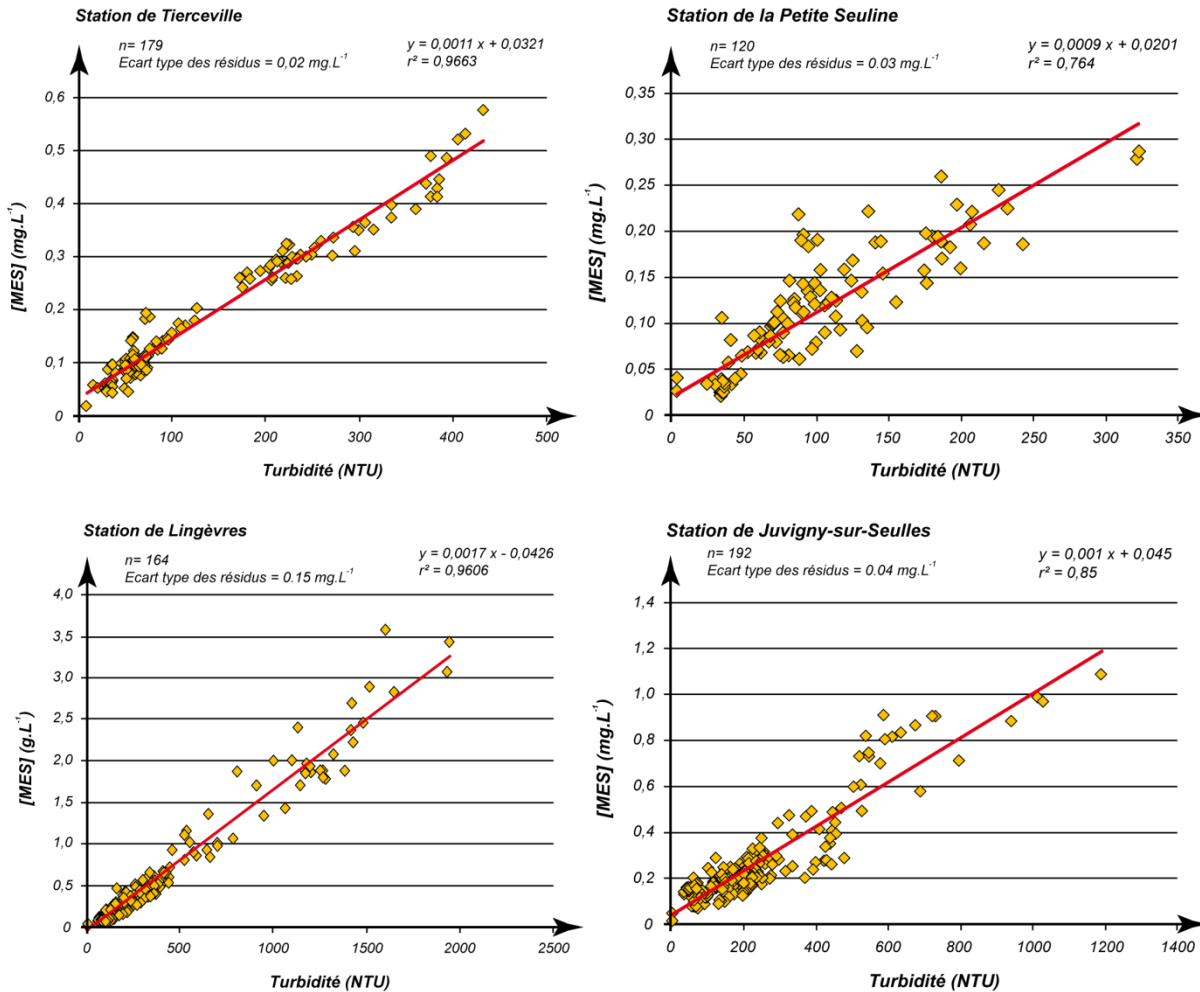


Figure 3.15 : Corrélations turbidité – [MES] obtenues pour chacune des stations de mesures

3.2. Vérification et lissage des données de turbidité

Avant d'évaluer les flux sédimentaires en transformant, à l'aide des relations d'étalonnage établies, les valeurs de turbidité mesurées par la sonde en concentrations de sédiments transités dans le bassin versant, les données brutes de turbidité sont préalablement contrôlées. Ces contrôles ont pour objectif d'identifier les données aberrantes, de vérifier l'absence de dérives dans les mesures liées à l'encrassement de la sonde et de lisser les données afin de rendre plus claire leur évolution temporelle.

En fonctionnement normal de la sonde de turbidité, aucune dérive n'a été observée. Des problèmes de dérives dans les mesures de turbidité n'ont été observées que très ponctuellement aux exutoires des bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline, lors de la panne du système d'auto-nettoyage du capteur de turbidité. Les données obtenues alors n'ont pas été conservées et ont été indiquées comme manquantes.

Les capteurs de turbidité fournissent des mesures qui sont également très sensibles à la turbulence de l'eau. En période de crue, l'écoulement est laminaire au niveau des stations de mesures. Cependant, en période d'étiage, lorsque les niveaux d'eau sont très faibles dans le chenal, une légère turbulence apparaît à la surface de l'eau et provoque de faibles irrégularités de la mesure. Afin de limiter ce bruit de fond, les données de turbidité ont été lissées dans

l'objectif de ne conserver que les tendances nettes d'augmentation et de diminution de la turbidité. En dehors des périodes de crues, une moyenne mobile d'ordre 21 a ainsi été appliquée (fig.3.16). En période de crue, les données ont été conservées sans lissage préalable. Enfin, durant les périodes de transition, avant et après les crues, une moyenne mobile d'ordre 5 a été également appliquée.

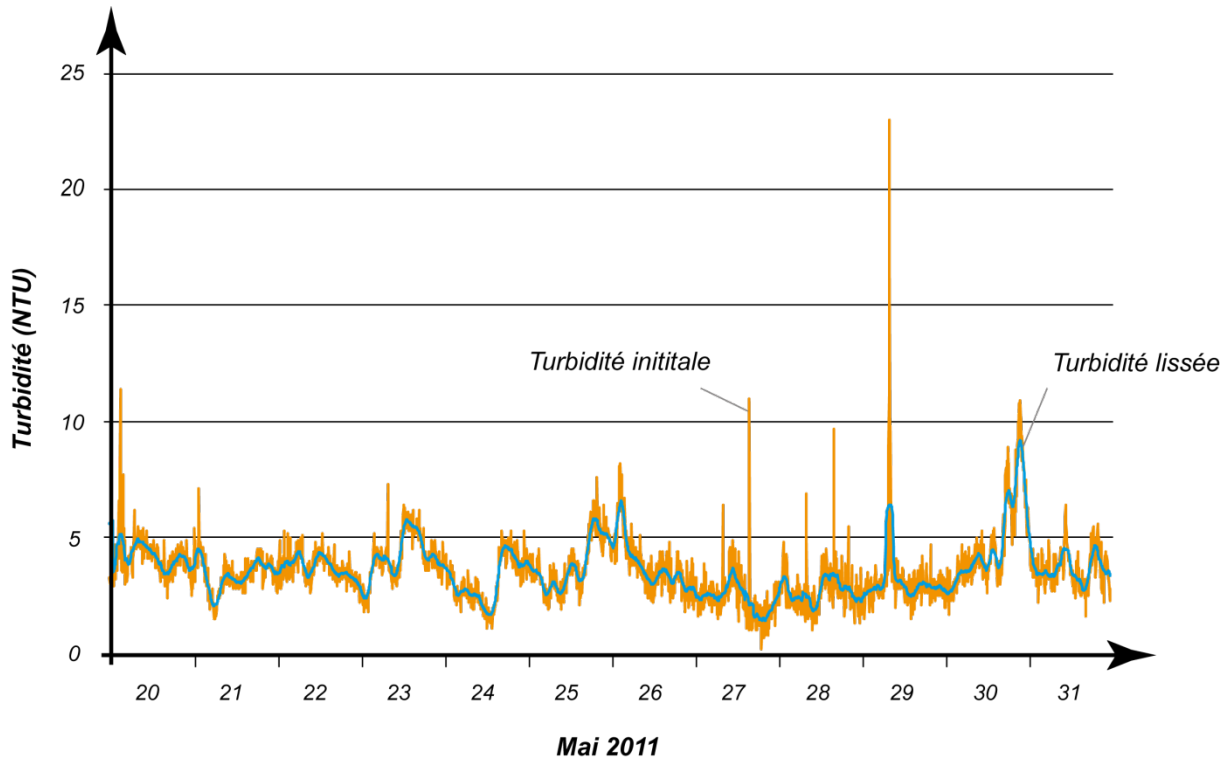


Figure 3.16 : Lissage des données brutes, bassin versant de Lingèvres, Mai 2007

Conclusion du chapitre 3

L'utilisation des capteurs de turbidité pour quantifier les transferts sédimentaires permet aujourd'hui d'améliorer sensiblement la résolution temporelle des mesures en réduisant considérablement les interventions sur le terrain et les manipulations en laboratoire, ce qui permet de démultiplier le nombre de sites suivis. Le protocole de mesure décrit au cours de ce chapitre montre cependant que ces interventions et ces manipulations ne sont pas totalement supprimées et représentent encore un travail important afin de calibrer les capteurs sur chacune des stations de mesures. En effet, bien qu'étant relativement fiables, ces capteurs restent très sensibles, notamment à l'encrassement. Une attention toute particulière doit donc être apportée à l'entretien du réseau de mesure. L'autonomie de ce mode de mesure n'est que toute relative.

Ce protocole permet de quantifier avec précision les flux de MES exportés du bassin versant et de s'interroger sur les dynamiques spatiales et temporelles des transferts de MES. La mise en place d'un réseau de 4 stations de mesures doit permettre d'analyser les effets de structure du bassin versant (géologie, géomorphologie, paysage ...) et le rôle de l'emboîtement des échelles sur les transferts sédimentaires.



Chapitre 4

Quantification et temporalités des transferts sédimentaires

<i>1. Contexte pluviométrique et hydrologique de la période de mesure.....</i>	<i>p 92</i>
<i>2. Quantification des flux sédimentaires aux échelles annuelle et Saisonnière</i>	<i>p 100</i>
<i>3. Dynamique temporelle des transferts sédimentaires à l'échelle infra-saisonnière</i>	<i>p 108</i>

Introduction

Le protocole présenté au cours du chapitre précédent a permis l'acquisition de 24 mois de suivi à haute fréquence des transferts de Matières En Suspension. L'ensemble de ces mesures permet de mener une réflexion autour de trois problématiques : la quantification des volumes de sédiments exportés du bassin versant, les temporalités de ces transferts et les dynamiques amont-aval des MES.

L'objectif de ce chapitre est de répondre à deux questionnements :

- ***Quels sont les quantités de sédiments exportés du bassin versant de la Seulles ?***
L'objectif est alors de quantifier les transferts de MES dans différents contextes morpho-structuraux et à différentes échelles spatiales afin d'évaluer la variabilité des niveaux d'érosion spécifique au sein du bassin versant.
- ***Quelles sont les temporalités des transferts de MES au cours de l'année hydrologique ?*** Pour cela, il convient tout d'abord de déterminer les périodes concentrant les plus forts transferts sédimentaires aux échelles annuelle, saisonnière et infra-saisonnière. Cependant, répondre à cette question revient également à s'interroger sur la concentration dans le temps de ces transferts en évaluant le poids des exportations de MES réalisés au cours des principaux épisodes hydrologiques dans le flux global de sédiments exportés annuellement du bassin versant.

Ce chapitre propose une réflexion en trois temps. La présentation des contextes pluviométrique et hydrologique doit tout d'abord permettre de discuter la représentativité des mesures acquises sur la période mai 2009 – décembre 2011. Afin d'apprécier la répartition des transferts de MES au cours de l'année hydrologique, le second point se focalise sur la description des volumes et des temporalités des transferts de MES aux échelles annuelle et saisonnière. Enfin, l'observation des exportations de MES à l'échelle de la crue doit permettre d'appréhender à une échelle infra-saisonnière la temporalité des transferts sédimentaires, et d'évaluer l'impact des épisodes hydrologiques les plus forts sur les transferts de MES exportés annuellement du bassin versant.

1. Contexte pluviométrique et hydrologique de la période de mesure

La mise en place du réseau de suivi des transferts de MES sur le bassin versant de la Seulles s'est déroulée au cours du printemps 2009. L'intégralité des appareils de mesure a ainsi été opérationnelle dès le mois de mai 2009. La période de mesure disponible s'étend donc sur trois ans. Au mois de juin 2012, l'acquisition des données se poursuit. Cependant, en terme de bilan annuel, on se limitera ici à analyser les deux premières années hydrologiques comprises entre les mois de mai 2009 et d'avril 2011. Des exemples plus récents pourront néanmoins être ponctuellement utilisés pour appuyer et illustrer nos propos.

1.1. Contexte pluviométrique

La description du contexte pluviométrique s'appuie sur un ensemble de mesures réalisées en 3 points du bassin versant de la Seulles et complétées par la station Météo-France de Caen Carpiquet, située à 5 km à l'Est du bassin versant de la Seulles (fig.4.2).

Le bassin versant de la Seulles présente un climat pluvio-évaporal-océanique typique, qui se définit par ses caractères « moyens » en termes de douceur, d'humidité et de vent. D'un point de vue pluviométrique, la station de Caen-Carpique présente une normale pluviométrique estimée à 743 mm sur la période 1980 – 2010. Autour de la médiane, 50% des années ont présenté au cours de cette période une pluviométrie comprise entre 683 et 824 mm (fig.4.1). L'évolution des hauteurs mensuelles de précipitations au cours de l'année est faible. Elle est comprise sur la même période entre 49 mm pour le mois d'avril et 78 mm pour le mois de décembre¹.

Les précipitations ont pour principale particularité d'être longues et peu intenses. En effet, toujours pour la station de Caen-Carpique, et pour la même période, le nombre médian de jours de pluie significative (≥ 1 mm) est estimé à 126 jours, soit l'équivalent d'un jour sur trois (fig.4.1b). La répartition des hauteurs journalières de précipitations permet de confirmer la faible intensité de ces dernières puisque 50% des précipitations observées sur la période 1980 – 2010 présentent des hauteurs inférieures à 2 mm, à 5 mm dans 75% des cas et à 10 mm pour 90% des jours pluvieux (fig.4.1c).

Ces caractères moyens d'un point de vue pluviométrique ne doivent cependant pas faire oublier les possibles excès du climat bas-normand où peuvent se succéder sécheresses, vagues de froid, fortes chaleurs passagères et tempêtes (Cantat et al, 2001), et qui, plus que les valeurs habituellement observées, peuvent jouer un rôle majeur dans le fonctionnement et l'évolution des hydrosystèmes. On observe en effet, au cours des trente dernières années, une forte amplitude des cumuls pluviométriques dont les hauteurs annuelles sont comprises entre 455 et 988 mm. Il en va de même en terme de nombre de jours de précipitations, compris entre 151 et 232 jours ainsi que des hauteurs journalières qui ont atteint jusque 93 mm (fig.4.1).

Station de Caen - Carpique

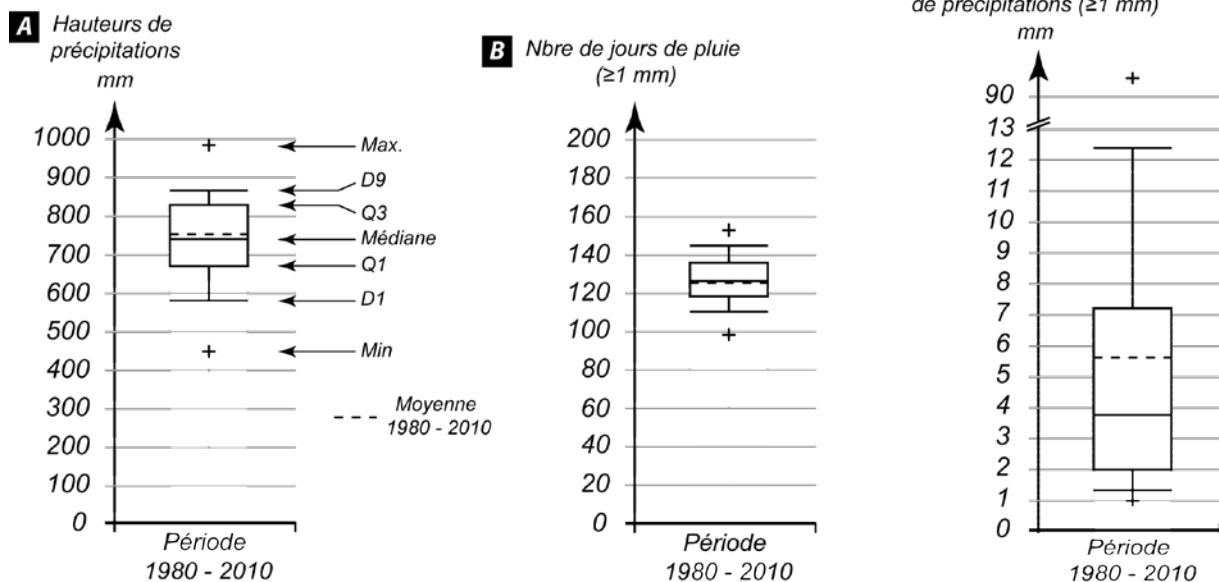


Figure 4.1 : Caractéristiques et variabilité des précipitations annuelles et journalières observées à la station de Caen – Carpique (14) sur la période 1980 – 2010, données : Météo-France.

¹ Valeurs moyennes mensuelles calculées sur la période 1980 – 2010 à la station de Caen – Carpique. Source des données : Météo-France.

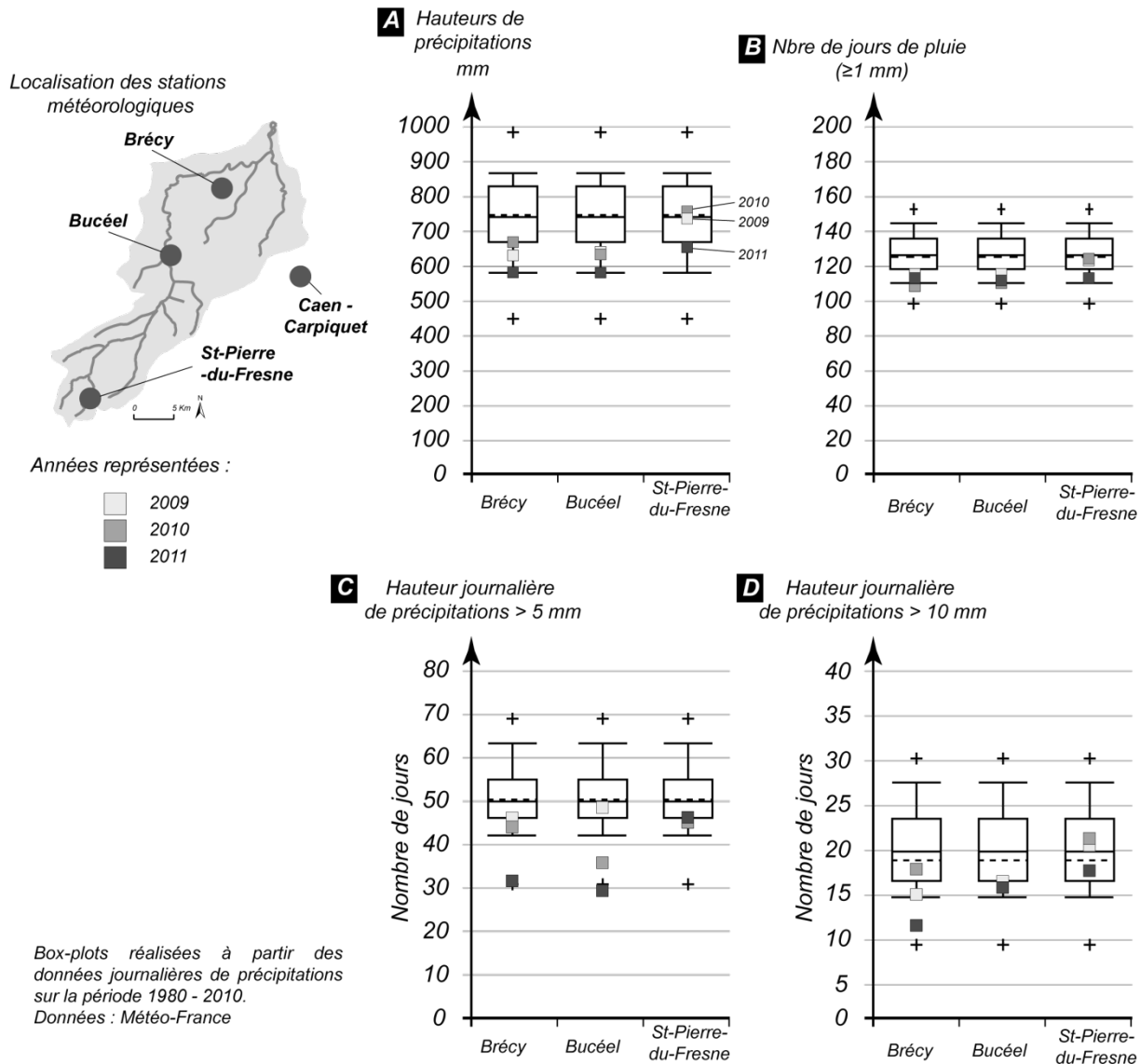


Figure 4.2 : Caractéristiques des trois années de mesures, comparées aux hauteurs journalières de précipitations au niveau de la station de Caen – Carpiquet sur la période 1980 – 2010.

A l'échelle annuelle, les pluviométries enregistrées au niveau des trois stations météorologiques implantées sur le bassin versant de la Seulles présentent des valeurs globalement inférieures à la normale pluviométrique observée pour la station de Caen-Carpique pour les trois années de mesures (fig.4.2a). Elles sont ainsi comprises entre 579 et 675 mm pour la station de Brécy, entre 575 et 630 mm pour la station de Bucéel. Seule la station de Saint-Pierre-du-Fresne présente des valeurs proches de la normale pour les années 2009 et 2010 (651 et 752 mm). Cependant, positionnée en contexte de pré-bocage sur les premières collines normandes, cette dernière station est localisée dans un contexte climatique peu comparable à celui observé au niveau de Caen. Sa pluviosité plus marquée s'explique principalement par la contrainte orographique que représentent ces collines, premiers obstacles aux masses d'air chargées en humidité provenant de l'Atlantique. Il existe par conséquent un gradient pluviométrique marqué entre la Plaine de Caen et les collines normandes, et qui a été couramment observé et décrit dans des études climatologiques régionales (Trzpit, 1970 ; Escourrou, 1978). Parmi ces trois années déficitaires d'un point de vue pluviométrique, c'est l'année 2009 qui a été la plus sèche, décrite comme faisant partie des 10 années les plus sèches

de ces trente dernières années. En terme de représentativité des mesures présentées par la suite, il faudra donc être conscient que les années de mesures correspondent toutes à des années déficitaires de 10 à 30 % vis-à-vis de la normale.

Malgré des années plus sèches que la normale, le nombre de jours de précipitations ne s'en trouve pas nécessairement réduit. Au contraire, au cours des trois années de mesures, leur nombre a globalement été supérieur à la médiane (fig.4.2b). Cependant, le nombre d'épisodes pluvieux marqués par des hauteurs journalières de précipitations supérieures à 5 ou 10 mm est en revanche bien inférieur à la moyenne, notamment pour l'année 2011 (fig.4.2c,d). Cette observation ne se vérifie pas pour la station de Saint-Pierre-du-Fresne, située dans un contexte climatique différent de la station de Caen. Par conséquent, le nombre d'épisodes susceptibles d'engendrer des processus de ruissellement érosif sur les versants aura été, pendant les trois années d'étude, bien inférieur à leur occurrence habituelle.

Cette description à l'échelle annuelle cache cependant une certaine variabilité des observations à l'échelle mensuelle (fig.4.3). En effet, l'année 2009 est marquée par une période déficitaire importante entre les mois de juillet et d'octobre, et à l'inverse, par un mois de novembre exceptionnellement pluvieux. L'année 2010, malgré un mois de février pluvieux, est marquée par une longue période déficitaire en précipitations allant du mois de mars au mois de mai. Cela dit, l'automne a été très pluvieux, notamment au cours des mois d'octobre et de novembre. En 2011, on observe à nouveau de sérieux déficits pluviométriques au cours du printemps (février – mars) et de l'automne. A l'inverse, l'été et le mois de décembre ont été particulièrement pluvieux. Les éléments pluviométriques marquants de ces trois années de mesures sont donc, d'une part, des printemps très secs, et d'autre part, des automnes très pluvieux. Au cours de l'été, tous les cas de figure sont représentés, de l'été assez sec (2009), à l'été très humide (2011), en passant par des valeurs médianes observées en 2010.

Toujours à l'échelle mensuelle et saisonnière, c'est classiquement au cours de l'automne et de l'hiver que l'on a observé le nombre de jours de pluie le plus important. Il a été en règle générale de l'ordre de 15 jours, mais a pu atteindre jusqu'à 25 jours pour les mois les plus pluvieux tels que novembre 2009, février 2010 ou novembre 2011 (fig.4.4). En terme d'intensité, le nombre de jours atteignant le seuil des 5 et 10 mm de cumul journalier évolue peu au cours de l'année, comme en témoignent les moyennes calculées sur la période 1980 – 2010. Cependant, au cours de la période de mesures, ces seuils ont été atteints majoritairement au cours de l'automne. C'est ainsi que pour la station Bucéel, cette saison a concentré 42% des précipitations journalières supérieures à 5 mm et 48% de celles dépassant le seuil des 10 mm au cours des années 2009 – 2011. Cette observation n'est cependant pas étonnante au vu du caractère particulièrement pluvieux des périodes automnales durant la période de mesures.

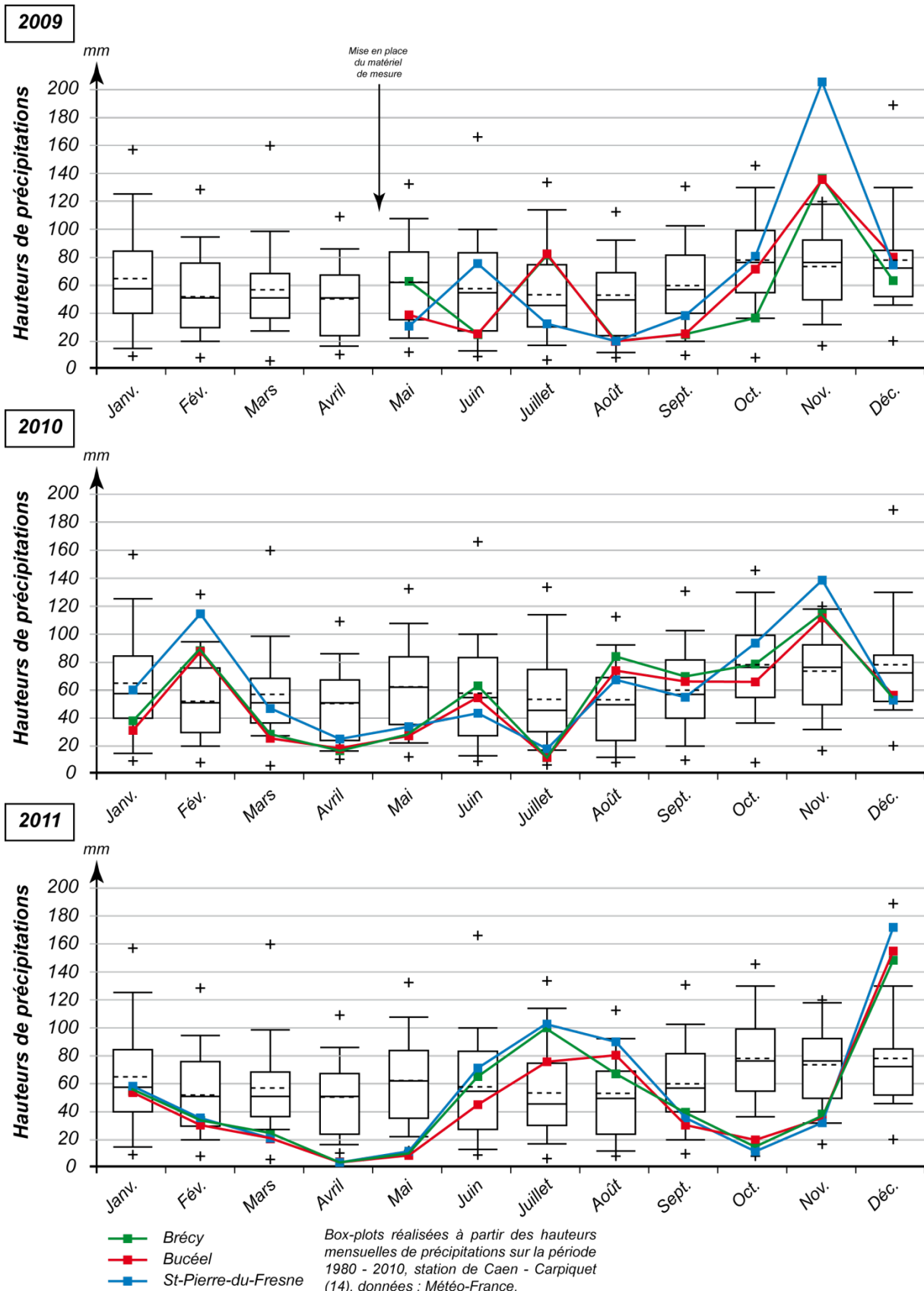
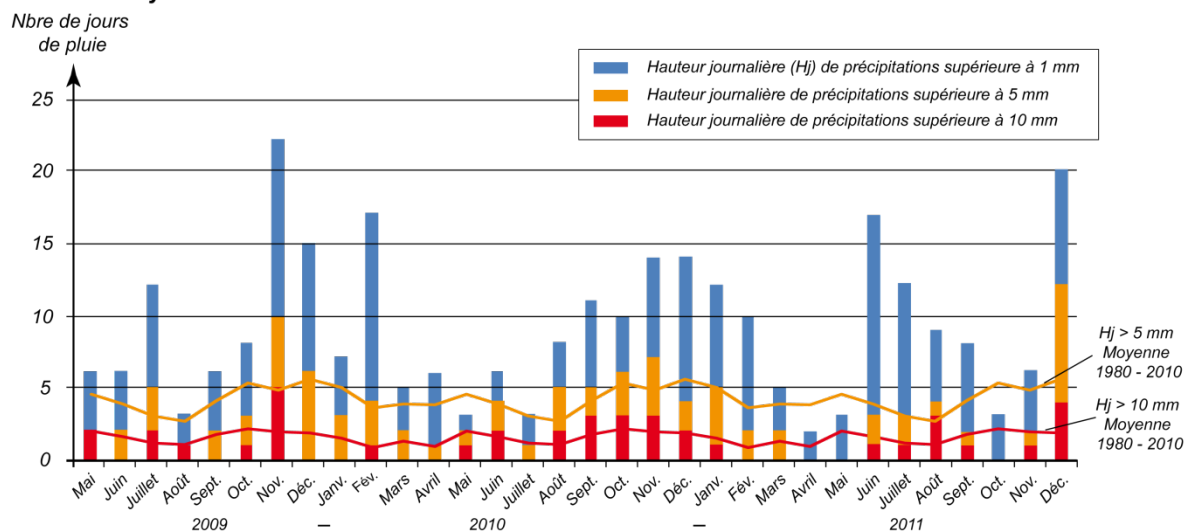
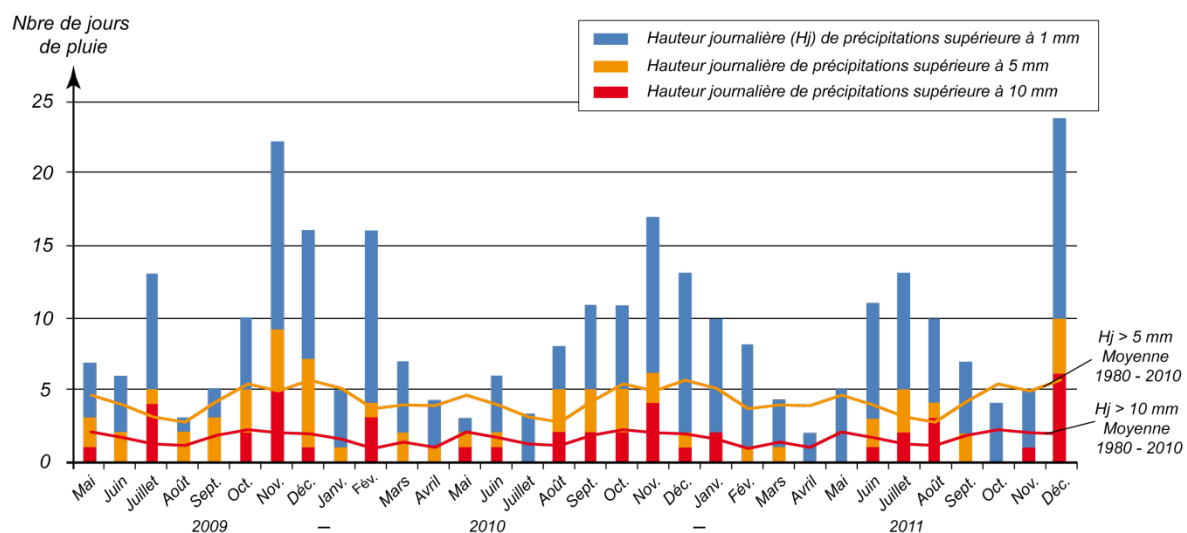


Figure 4.3 : Caractéristiques des précipitations mensuelles des trois années suivies pour les trois stations de mesures installées sur le bassin de la Seulles, comparées aux valeurs observées au niveau de la station de Caen – Carpiquet sur la période 1980 – 2010

Station de Brécy



Station de Bucéel



Station de St-Pierre-du-Fresne

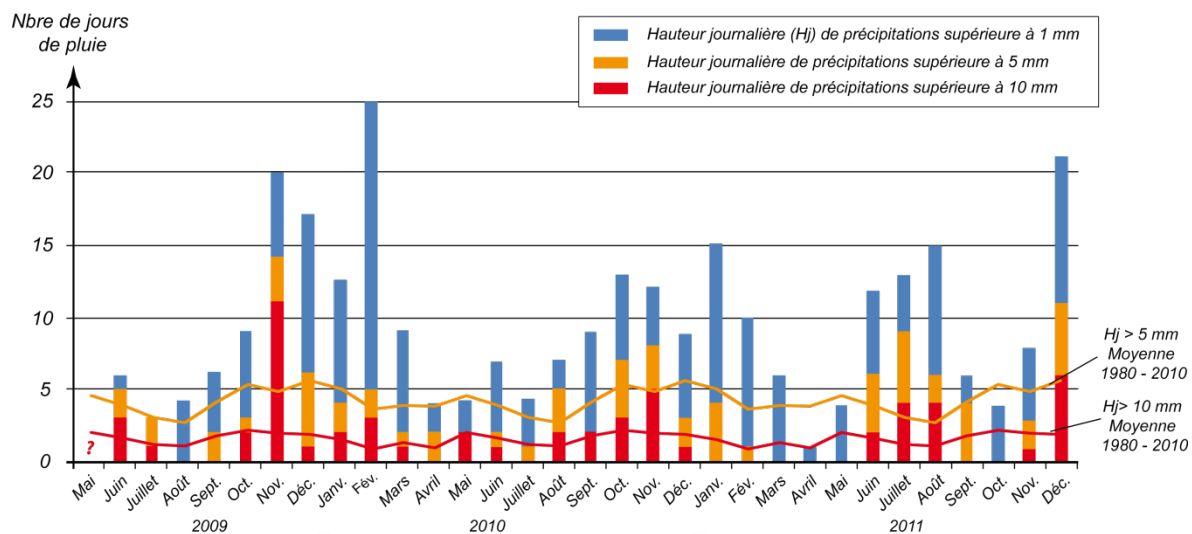


Figure 4.4 : Nombre de jours de précipitations supérieures à 0,2 ; 5 et 10 mm

1.2. Contexte hydrologique

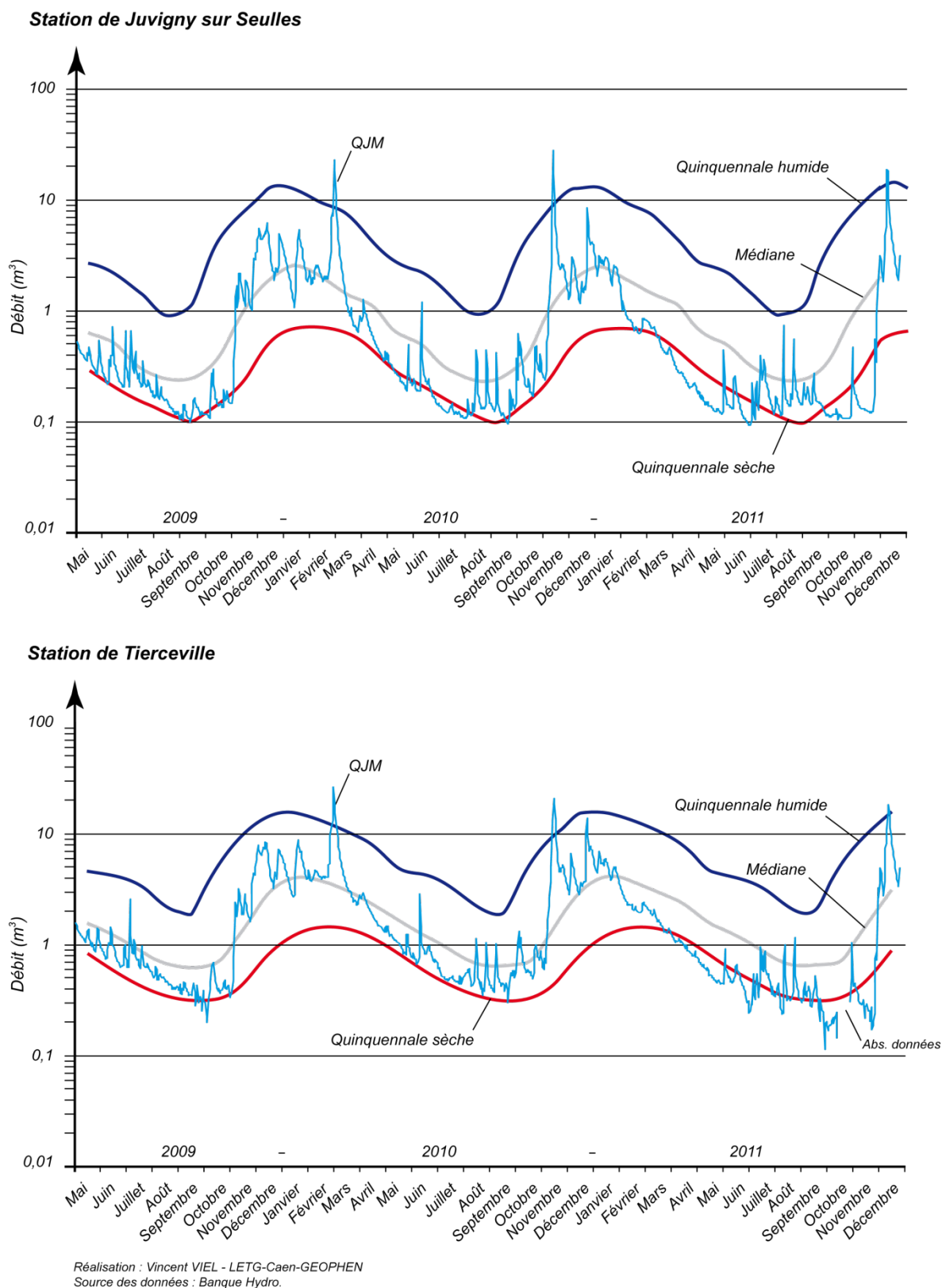


Figure 4.5 : Répartition des débits moyens journaliers (QJM) comparés aux quinquennales sèches et humides observées sur le bassin versant de la Seulles

Les trois années hydrologiques suivies présentent une organisation assez semblable les unes aux autres. Le printemps et l'été sont caractérisés par des étiages marqués, comme le suggéraient les déficits pluviométriques observés à la même époque. Durant ces périodes, les débits ont ainsi été bien inférieurs aux débits moyens habituellement observés au cours des 30 dernières années (fig.4.5). Les étiages n'ont cependant pas été ressentis de manière homogène dans le bassin versant. En effet, à l'amont, le caractère peu aquifère du substrat géologique a provoqué des étiages sévères. Ainsi, pour la station de Juvigny-sur-Seulles, nous avons retrouvé durant les trois périodes estivales suivies des valeurs proches de la quinquennale sèche. La période comprise entre les mois de février et de juillet 2011 a d'ailleurs présenté un étiage particulièrement marqué. Cela dit, plus à l'aval, les nappes phréatiques du bassin sédimentaire ont tempéré l'intensité de ces étiages, ne dépassant le seuil de la quinquennale sèche que très ponctuellement en dehors des six premiers mois de l'année 2011 à la station de Tierceville. Les étiages observés à l'aval du bassin versant durant la période de mesures ont été davantage conformes aux valeurs médianes.

Les périodes automnales et hivernales ont, quant à elles, été assez conformes aux débits médians. Cependant, différents épisodes hydrologiques majeurs ont été observés au cours de la période de mesures. Le premier a eu lieu au cours du mois de février 2010. Le passage de la tempête Xynthia a donné lieu à une crue vicennale² pour la station de Juvigny-sur-Seulles et une crue décennale au niveau de la station de Tierceville. Le second a eu lieu en novembre 2010. Il a donné lieu à une crue dont la période de retour a été estimée à 49 ans au niveau de la station de Juvigny-sur-Seulles. A Tierceville, c'est une crue quinquennale qui a été observée. Enfin, en décembre 2011, une crue biennale a été observée à la station de Juvigny-sur-Seulles. Il est donc difficile de qualifier ces deux années comme étant « représentatives » des dynamiques hydrologiques couramment observées sur le bassin versant de la Seulles. La présence de ces épisodes hydrologiques marqués rend néanmoins ces deux années de mesures particulièrement intéressantes. En effet, ces épisodes de crues offrent la possibilité de quantifier les transferts sédimentaires lorsque le système dispose d'une énergie maximale. Cela permet ainsi de discuter le poids des événements « exceptionnels » dans le bilan sédimentaire annuel ou pluriannuel du bassin versant.

1.3. Données de transferts sédimentaires disponibles

Les stations de mesures permettant de suivre les transferts de MES ont été mises en service au cours du mois de mai 2009. Nous disposons donc de trois années hydrologiques complètes. Ces trois années permettent de suivre les transferts sédimentaires sur un laps de temps suffisamment long pour pouvoir s'affranchir de conditions hydrologiques ou climatiques propres à chacune des années suivies. De la même manière, le suivi en continu sur une période de trois ans des transferts de MES permet de disposer d'un échantillon de crues important pour chacune des stations de mesures. En effet, réparties dans différents contextes saisonniers, ces crues permettent de déterminer avec plus de certitude les facteurs de contrôle des transferts de MES au sein du bassin versant de la Seulles. Cependant, un incident sur les capteurs de turbidité positionnés aux exutoires des bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline, soumis à des vitesses d'écoulement importantes lors des principales crues observées, n'a pas permis de suivre

² La période de retour a été estimée selon la loi d'ajustement de Gumbel. Les lois d'ajustement de Gringorten, Weibull, Hosking et de la Médiane ont également été testées. Ces lois ne présentent pas des variations élevées dans l'estimation de la période de retour des crues. Nous avons donc conservé la loi d'ajustement de Gumbel, même si dans les valeurs les plus fortes, c'est la loi de Hosking qui présente le meilleur ajustement.

les exportations de MES entre la fin du mois de novembre 2010 et le début du mois d'avril 2011. Cette panne ne remet évidemment pas en cause l'interprétation des facteurs déterminant les exportations de MES, mais elle ne permet pas d'assurer un bilan sédimentaire complet de l'année hydrologique 2010 – 2011 pour ces deux bassins versants. C'est pourquoi, en terme de bilan sédimentaire, la réflexion sera menée à partir de l'année hydrologique 2009 - 2010 pour les bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline. Mais, pour ce qui est des stations de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville, l'évaluation des bilans sédimentaires sera réalisée sur la base des deux années hydrologiques comprises entre mai 2009 et avril 2011. Il aurait sans doute été intéressant de disposer d'une période de mesures plus conséquente. Cependant, les estimations proposées dans les études menées jusqu'à présent ne reposent que très ponctuellement sur des plages de mesures supérieures à 2 ans. Ainsi, compte tenu de la période de mesures à notre disposition et du suivi à haute fréquence des transferts sédimentaires, l'estimation des taux d'érosion spécifiques présentés dans le cadre de cette étude s'avère parmi les plus fiables actuellement disponibles.

2. Quantification des flux sédimentaires à l'échelle annuelle et saisonnière

2.1. Quantification des flux sédimentaires à l'échelle annuelle

2.1.1. Dans le bassin versant de la Seulles et les sous-bassins étudiés

A l'échelle globale du bassin versant de la Seulles, les transferts observés entre mai 2009 et avril 2011 sont évalués à 9100 tonnes, ce qui représente un niveau d'érosion spécifique de 18 t/km²/an. La contribution de chacune des grandes morpho-structures est, quant à elle, estimée à 5850 t pour la partie sur le Massif Armoricaïn et à 3550 t pour la partie sur le Bassin Parisien, soit respectivement 22 et 15 t/km²/an. Enfin, à l'échelle des sous-bassins versants, les exportations de MES ont été évaluées à 500 t pour le bassin versant de Lingèvres, soit une érosion spécifique de 33 t/km²/an. Les valeurs relevées sur le bassin versant de la Petite Seuline sont moins importantes puisqu'elles représentent seulement une masse de 320 t, soit une contribution de 24 t/km²/an (fig.4.6). Ainsi, sur le Massif Armoricaïn, le rapport entre exportations de MES et superficie du bassin versant semble conservé entre le sous-bassin versant de la Petite Seuline et le bassin versant de la Seulles en contexte armoricaïn. Deux hypothèses peuvent être envisagées. En premier lieu, ce rapport peut être conservé malgré une forte hétérogénéité des niveaux d'érosion de chacun des sous-bassins versants en contexte armoricaïn, à condition que les contributions respectives donnent à l'échelle globale un niveau d'érosion proche de celui mesuré à l'exutoire du bassin versant de la Petite Seuline. Cependant, en l'absence de changements géologique, géomorphologique, pédologique, et de mise en valeur agricole notables entre les deux stations de mesures, il est probable que la conservation du rapport entre niveau d'érosion spécifique et superficie du bassin versant s'explique davantage par une contribution uniforme des sous-bassins versants. Par conséquent, il ne semble pas y avoir d'effet d'échelle en terme de niveau d'érosion spécifique entre l'échelle du bassin versant de 14 km² et celui de 135 km².

Les bassins versants situés en position de transition entre le Massif Armoricaïn et le Bassin Parisien présentent les niveaux d'érosion spécifique les plus élevés. Ces derniers diminuent ensuite lorsque l'on se trouve dans le Massif Armoricaïn. Finalement, c'est la partie située sur le Bassin Parisien qui présente la contribution spécifique la plus faible.

Cependant, les niveaux d'érosion observés sur la Seulles ont été très variables au cours des deux années de mesures. La première année a présenté des valeurs nettement plus élevées que la seconde. A l'échelle globale du bassin versant de la Seulles, les transferts sédimentaires observés lors de la première année de mesures ont ainsi représenté les $2/3$ des transferts mesurés sur l'ensemble de la période de mesures de deux ans, rapport qui est également vérifié sur les deux parties sur Bassin Parisien et sur Massif Armoricaïn. D'autre part, les deux années mesurées au cours de cette étude étant des années présentant des épisodes hydrologiques marqués, il faut être conscient du fait que les valeurs acquises sur le bassin versant de la Seulles sont probablement des valeurs assez hautes vis-à-vis des niveaux d'érosion plus fréquemment rencontrés. Il serait donc intéressant de disposer de plusieurs années de mesures supplémentaires pour confirmer et stabiliser les niveaux d'érosion spécifique observés sur le bassin versant de la Seulles.

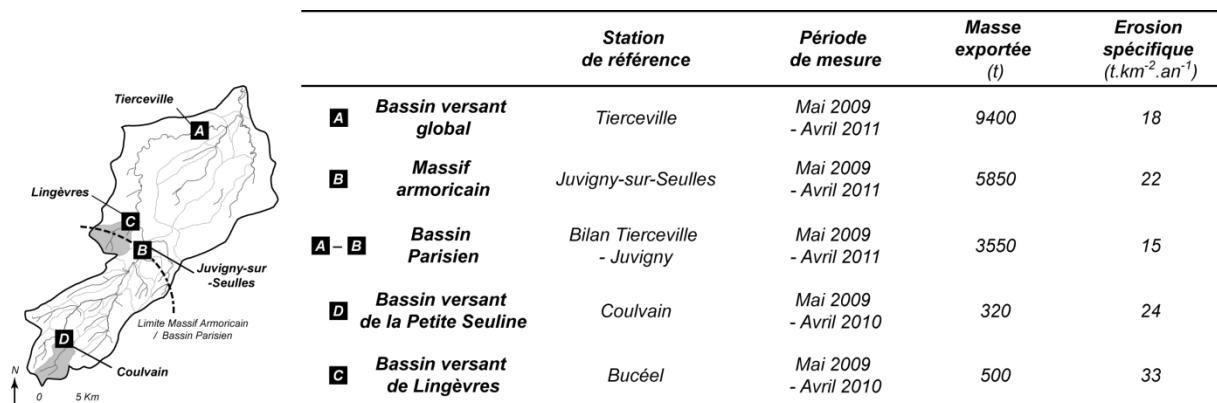


Figure 4.6 : Masses de sédiments mesurées aux stations de Tierceville, Juvigny-sur-Seulles, Bucéel et Coulvain et niveaux d'érosion spécifiques associés

2.1.2. Comparaison avec des données bibliographiques

De nombreuses études scientifiques ont été menées au cours des années passées sur la quantification et l'analyse des dynamiques des transferts sédimentaires en France. Un recensement de ces études, réalisé à l'échelle européenne (Vanmaercke et al, 2011), montre clairement que la majorité a été menée dans la partie sud de la France, soumis à des transferts et à des niveaux d'érosion spécifiques plus importants (Descroix, 1994; Pont et al, 2002; Scäfer et al, 2002; Coynel et al, 2003; Esteves and Ludwig, 2003; Fiandino et Martin, 2004 ; Rollet, 2007). Les hydrosystèmes situés à l'ouest de l'Europe et caractérisés par un climat pluvio-évaporalo-céanique présentent des productions sédimentaires plus faibles. Vanmaercke et al (2011) observent que 50% des bassins versants localisés dans des hydrosystèmes de faible énergie du nord-ouest de l'Europe présentent des niveaux d'érosion spécifiques inférieurs à $40 t/km^2/an$, et 80% des niveaux inférieurs à $200 t/km^2/an$. Les valeurs observées sur le bassin versant de la Seulles sont donc en accord avec ce qui est observé dans un contexte similaire, cependant dans des gammes de valeurs plutôt basses.

En domaine armoricaïn, différents travaux ont été réalisés sur de petits bassins versants d'une superficie de l'ordre de $5 km^2$ (Jaufret et Vêrague, 1986 ; Lefrançois, 2007, Viel et al, 2012 ; Vongvixay et al, 2010 ; Vongvixay, 2012). Les résultats obtenus situent les taux d'érosion dans un intervalle compris entre 25 et $63 t/km^2/an$ (fig4.7). Une valeur de $50 t/km^2/an$ a été relevée à l'exutoire d'un bassin plus grand, celui de la Druance ($90 km^2$) (Butaeye, 2001). Les

mesures réalisées à l'exutoire du bassin versant de la Petite Seuline et au niveau de la station de Juvigny-sur-Seulles correspondent donc à des flux plutôt faibles alors que celles obtenues sur le bassin versant de Lingèvres correspondent à des valeurs plutôt hautes. Cependant, pour la station de Juvigny-sur-Seulles, il n'existe pas de travaux réalisés sur des bassins versants de méso-échelle permettant une comparaison plus fondée.

En contexte sédimentaire, les niveaux d'érosion sont davantage documentés. Les informations disponibles se concentrent aux exutoires de petits bassins versants d'une superficie inférieure à 50 km² ou aux exutoires des principaux bassins versants. Il n'existe que peu de données disponibles pour des bassins versants de taille intermédiaire, comparables au bassin versant de la Seulles (430 km²). Les flux sédimentaires y sont compris entre 4,75 t/km²/an pour la Somme (5 560 km²) et 21 t/km²/an pour l'Andelle en Seine Maritime (710 km²) (Massei, 2001 ; Dupuis et al, 2002 ; Meybeck et al, 2003 ; Tessier, 2003 ; RIKZ, 2004 ; Durand et Laignel, 2003 ; Laignel et al, 2006 ; Mano et al, 2010 ; Delmas et al, 2009 ; 2012). Les niveaux d'érosion spécifiques observés sur la partie sédimentaire du bassin versant de la Seulles se situent donc dans une gamme haute des valeurs observées dans le reste du Bassin Parisien.

Les valeurs disponibles pour de plus petits bassins versants situés en contexte de Bassin Parisien sont moins nombreuses. Sur le bassin versant de Leudon, Sogon et al (1999) ont mesurés pour trois sous-bassins versants emboîtés (0,06 ; 4,6 et 30,6 km²) des niveaux compris entre 11,5 et 30,6 t/km²/an (fig.4.7). Des valeurs de 14,6 t/km²/an ont été mesurées pour le bassin versant de Mélarchez, un petit affluent du Grand Morin (Meybeck, 2003). Ces niveaux d'érosion spécifique sont semblables au niveau mesuré sur le bassin versant de la Seulles en contexte sédimentaire. Cependant, il existe pour ces petits bassins une forte variabilité interannuelle des niveaux d'érosion spécifiques. Sogon et al (1999) montrent ainsi qu'au-delà des valeurs moyennées sur plusieurs années (présentées dans la figure 4.7), les niveaux d'érosion peuvent varier fortement d'une année à l'autre entre 0,1 et 24 t/km²/an pour le bassin versant de D-Leudon, et entre 0,04 et 30 t/km²/an pour celui de R-Leudon. Cette variabilité a sans doute pour origine la complexité et la multiplicité des facteurs de contrôles qui déterminent les niveaux d'érosion spécifiques des bassins versants de faible superficie. Elle est moins flagrante pour des bassins versants plus grands d'une superficie supérieure à 100 km² et surtout 10 000 km² qui possèdent un pouvoir intégrateur beaucoup plus fort (Vanmaercke et al, 2011). A grande échelle, il est donc fondamental de disposer d'une période de mesures conséquente, sur plusieurs années, afin de stabiliser le niveau d'érosion spécifique et ainsi disposer de valeurs réellement représentatives.

A l'échelle européenne, de nombreux travaux ont été réalisés en Allemagne, Belgique, Pays-Bas et Grande-Bretagne. C'est sans doute en Belgique que les taux d'érosion ont été le plus souvent estimés, soit en mesurant les débits liquides et solides (Lamalle et al, 1989 ; Steegen et al, 2000, Steegen, 2001 ; Van Hoestenbergh et al, 2008), soit en évaluant les volumes de sédiments déposés dans les bassins de rétention permettant de lutter contre les inondations (Verstraeten et Poesen, 2001). Un état des lieux a été réalisé en 2005 par l'IRGT (Institut Royal pour la Gestion durable des ressources naturelles et la promotion des Technologies propres). Il indique des niveaux d'érosion spécifiques très variables, compris entre 10 et 310 t/km²/an³ (fig.4.7). Selon Van Hoestenbergh et al (2008), cette variabilité s'explique par le contexte

³ Les mesures réalisées aux exutoires de vallons secs n'ont pas été pris en compte. Les taux d'érosion liés à des épisodes orageux exceptionnels n'ont pas non plus été conservés.

pédologique et topographique de la Belgique. En effet, les bassins versants de l'amont de l'Escaut, sur des sols limoneux ou limono-sableux et avec des pentes supérieures à 5% sur plus de 50% du bassin versant, présentent des taux d'érosion compris entre 174 et 201 t/km²/an. Ces gammes de valeurs sont également observées par Verstraeten et Poesen (2001) sur des bassins versants limoneux du centre de la Belgique. A l'inverse, d'autres bassins situés en amont du Demer, sur des sols argileux et avec des pentes faibles, montrent des taux d'érosion bien inférieurs, compris entre 10 et 45 t/km²/an. Ainsi, en dehors des bassins versants localisés sur les plateaux lœssiques, qui présentent les sols les plus sensibles à l'érosion, les flux sédimentaires obtenus sur le bassin versant de la Seules restent comparables à ceux observés en Europe de l'ouest, sous climat océanique.

Localisation	Bassin versant	Superficie (km ²)	Contexte lithologique	Erosion spécifique (t.km ⁻² .an ⁻¹)	Source
France	Seulles (Tierceville)	254	sédimentaire	18	Viel, 2012
	Seulles (Juvigny)	134,5	massif ancien	22	
	Lingèvres	15	transition MA-BP	33	
	Petite Seuline	13	massif ancien	24	
	Moulinet	4,5	massif ancien	63	Vongxivay, 2012
	Kervidy	5		1 - 14	Grimaldi, com pers.
	Druance	90	massif ancien	50	Butaeye, 2001
	Andelle	710	sédimentaire	16	Laignel et al, 2006
	Austreberthe	208		21	
	Norville	9	sédimentaire	21	Massei, 2001
	D - Leudon	0,064	sédimentaire	13	Sogon et al, 1999
	R - Leudon	4,6		11,5	
	R - Leudon	30,6		28	
	Melarchez	7	sédimentaire	14,6	Meybeck, 2003 RIKZ et al, 2004 Mano et al, 2006
	Grand Morin	1 200		15,33	
	Somme	5 560		4,75	
	Marne	12 500		9,12	
	Oise	16 000		11,32	
	Seine	30 800		7,30	
		65 000		8,76	
	Damusse	9,3	sédimentaire	28,6 - 66,9	Corbonnois, 1998
	Rembercourt	2,8		21,7 - 43	
	Vezon	1		24 - 46	
Grande-Bretagne	Allan water	161	sédimentaire	14,5	Mac Manus, 1996
Ecosse	Ardoch burn	48		14,0	
	Carron	122		26,8	
	Almond	369		25,5	
	Water of Leith	107		14,5	
	Esk	330		23,6	
	North Tyne	307		19,4	
Hampshire	Wyllye	445,4	sédimentaire	1,4	Heywood et Walling, 2003
	Nadder	220,6		12,5	
	Avon	323,7		4,5	
		1 477		4,2	

Localisation	Bassin versant	Superficie (km ²)	Contexte lithologique	Erosion spécifique (t.km ⁻² .an ⁻¹)	Source
Allemagne - France bassin versant du Rhin	Neckar	12 676	sédimentaire - complexe	37,1	Asselman, 2000
	Main (Schweinfurt)	12 715		7,9	
	Main (Klein heubach)	21 505		15,8	
	Lahn	5 305		15,1	
	Moselle (Hauconcourt)	9 400		25,5	
	Moselle (Conchem)	27 088		32,5	
	Rhin	34 500		32,4	
		68 827		20,3	
		159 300		19,7	
Belgique	Burdinale Lamonzée	7,2	sédimentaire	73	Lamalle et Petit, 1989
	Marneffe	26		145	
	Demer Mielèn-b-Aalst	8,9	sédimentaire	22	Van Hoestenbergh et al, 2008
	Piringen	8,9		42	
	Heks	11,5		18	
	Muizen	16		26	
	Velm	30,5		16	
	Wellen	107,2		23	
	Escault sup. Maarke-Kerkem	26,4		174	
	Leupesgem	49,5		201	
	Ter Erpenbeek (Herzele)	11,7	sédimentaire	70	Voet, 1997
	La Méhaigne (Eghezée)	20,4		10	Sine et al, 1978
	Dijle (Korbeek)	730		70	Huybrechts et al, 1989
	Dijle (Leuven) 1950-1960	740		30	Gilles et Lorent, 1966
	-	770		90	Steegeen, 2001
	1998-2000	820		210	
	Ronebeek	7,8	sédimentaire	310	Verstraeten et Poesen, 2001
	Bellewaerdebeek	10,5		226,4	
	Munkbosbeek	11,0		117	
	Kemmelbeek	11,4		264,1	
	Ter Erpenbeek	11,7		67	
	Zouwbeek	13,6		146	
	Rooigembeek	13,9		224	
	Steenbeek	19,2		164	
	Broenbeek	24,2		57	
	Douvebeek	26,5		208	
	Vleterbeek	32,4		153	
	St-Jansbeek	48,7		38	
Espagne, Galice	Corbeira	16		5,4 - 11	Rodriguez Blanco et al, 2010

Figure 4.7 : Tableau comparatif des niveaux d'érosion spécifiques pour des bassins versants en domaine pluvio-océanique du Nord-Ouest de l'Europe

Les résultats obtenus sur le bassin versant de la Seullès sont en revanche très comparables aux niveaux d'érosion spécifique de certains bassins versants écossais situés en domaine sédimentaire (Mc Manus et Duck, 1996), ou sur les principaux affluents du Rhin (Asselman, 2000) qui présentent des valeurs comprises entre 14 et 32 t/km²/an. Les valeurs observées sur le bassin versant de la Seullès sont supérieures à ce qui est observé sur les aquifères datés du Crétacé du sud de la Grande-Bretagne dans la région du Hampshire (Heywood et Walling, 2003). En dehors des plateaux loessiques belges et néerlandais, les niveaux d'érosion spécifique

constatés sur le bassin versant de la Seulles correspondent donc bien aux valeurs relevées dans des contextes similaires de l'Europe de l'Ouest.

2.2. Quantification des flux sédimentaires à l'échelle saisonnière

Les transferts sédimentaires se concentrent en très grande majorité en automne et en hiver (fig.4.8), où ils ont représenté 92% du volume total des sédiments exportés du bassin versant de la Seulles au cours de la période de mesures. En domaine armoricain, 95% des exportations de MES ont eu lieu à ces saisons et 87% en domaine sédimentaire. On observe donc pour ces deux grandes morpho-structures des rythmes de production sédimentaire saisonniers identiques. Les temporalités saisonnières sont les mêmes pour les sous-bassins versants. 91% des exportations de MES ont lieu à l'automne et en hiver pour le bassin versant de Lingèvres et 89% pour celui de la Petite Seuline. Ces saisons correspondent aux périodes les plus humides de l'année, où se produisent de longues précipitations d'intensité faible ou modérée, mais dont le cumul peut être important.

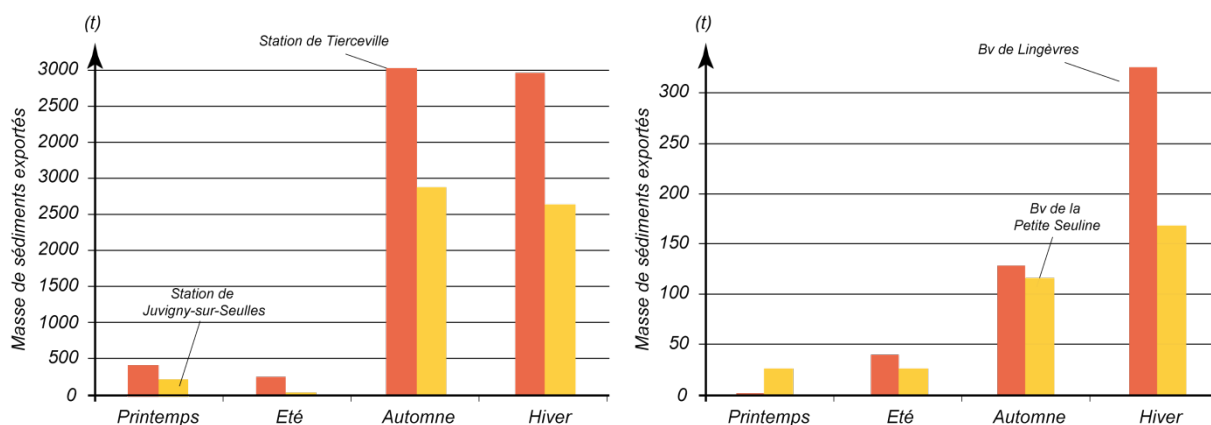


Figure 4.8 : Evolution saisonnière des exportations de MES aux exutoires des bassins versants de la Petite Seuline et de Lingèvres sur la période Mai 2009 – Avril 2010

A l'inverse, durant le printemps et l'été, malgré des précipitations parfois beaucoup plus intenses qu'en période hivernale, les flux exportés sont nettement plus faibles et n'atteignent que rarement 10% des flux annuels. Sur le bassin versant de la Seulles, la crue du 10 juin 2010, produite par le cumul de précipitations le plus important de la période de mesures (35,4 mm), n'a pourtant entraîné que 1,6% du flux sédimentaire annuel exporté. Les précipitations orageuses les plus intenses (19 mm en 30 minutes sur les 2/3 amont du bassin versant, le 2 juillet 2009) n'ont représenté que 0,5% des flux sédimentaires annuels. Sur les sous-bassins versants, cette observation est cependant à nuancer. En effet, l'orage du 2 juillet 2009 a mobilisé 8% du flux annuel de MES sur le bassin versant de Lingèvres.

2.3. Les facteurs explicatifs des rythmes saisonniers des flux de MES

Si les flux de MES montrent une saisonnalité marquée entre l'automne et l'hiver d'une part, le printemps et l'été d'autre part, cette saisonnalité ne semble pas reliée à l'intensité des pluies. En effet, pour mobiliser les sédiments, le cours d'eau doit tout d'abord disposer d'une capacité de transport suffisante. Celle-ci augmente lors des crues, associées à des épisodes pluvieux. Or, les relations pluie – débit ne sont pas homogènes au cours de l'année et leur évolution varie au cours de l'année hydrologique.

Sur les bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline, il apparaît ainsi, au cours de l'année 2009 – 2010, que les mois les plus pluvieux ne sont pas ceux où les débits sont les plus importants (fig.4.9). Deux périodes peuvent être identifiées. Le printemps et l'été présentent une faible efficacité des précipitations vis-à-vis des débits. Durant ces saisons, une augmentation parfois importante des précipitations n'a pas d'impact sensible sur les flux hydrologiques mensuels mesurés à l'exutoire du cours d'eau. A l'opposé, la fin de l'automne et le début de l'hiver se caractérisent par une période de plus forte efficacité hydrologique des précipitations.

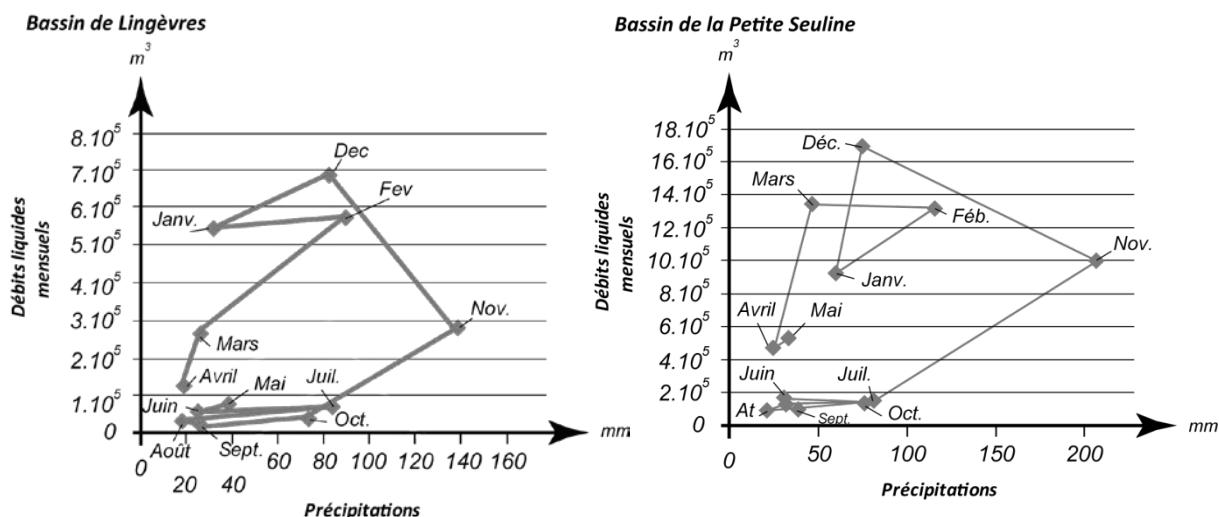


Figure 4.9 : Evolution des relations pluie – débit mensuels au cours de l'année hydrologique 2009 - 2010

Deux facteurs peuvent expliquer ces différences : l'efficacité des précipitations et l'existence ou non d'une croûte de battance à la surface des sols et/ou l'état de saturation des compartiments hydrologiques du bassin versant.

Les sols à texture limoneuse sont souvent très sensibles à la battance, qui réduit considérablement la capacité d'infiltration du sol et rend les précipitations efficaces. Cette dernière se forme après un cumul total de précipitations estimé régionalement à environ 90 mm à compter de la date de mise à nu du sol ou de la mise en place des semis. Cependant, seule la partie nord du bassin versant de Lingèvres est potentiellement affectée par la battance. Le bassin versant de la Petite Seuline n'y est, quant à lui, pas sensible.

Les précipitations deviennent également efficaces lorsque l'ensemble des compartiments hydrologiques du bassin versant sont saturés en eau. Au printemps et à l'été, les températures sont élevées et la végétation est en plein développement, ce qui favorise l'évapotranspiration. La teneur en eau des sols diminue et la nappe contribue plus faiblement aux écoulements. Les pluies survenant à ces saisons servent d'abord à recharger la réserve utile des sols et sont alors peu efficaces. A l'inverse, à la fin de l'automne et en hiver, les températures plus basses et la faible consommation d'eau par la végétation favorisent la recharge de la réserve utile des sols et de la nappe. Dans ces conditions les compartiments hydrologiques du bassin versant susceptibles d'alimenter le cours d'eau (nappe ou sols saturés) sont plus réactifs aux apports d'eau de pluie et la capacité de transport du cours d'eau augmente.

Cette période est principalement déterminée par deux variables : d'une part la saturation des sols qui détermine, en association avec les cumuls pluviométriques, l'importance des surplus hydrologiques du bassin versant, et d'autre part le niveau des nappes assurant le débit de base

du cours d'eau. Des travaux menés sur les crues en Basse-Normandie ont d'ailleurs insisté sur le rôle joué par le niveau des nappes sur le déclenchement des crues majeures observées sur les principaux cours d'eau de la région Basse-Normandie (Agasse, 2005). Cependant, en l'absence de variation notable du niveau des principaux aquifères alimentant le débit de base de la Seulles à l'échelle de la période de mesures, nous considérerons que seul le niveau de saturation des sols est réellement responsable, à l'échelle de la période d'étude, de la variation saisonnière de l'efficacité hydrologique du bassin versant de la Seulles.

La mise en relation des précipitations, des surplus hydrologiques⁴ et des débits sur le bassin versant de Lingèvres met bien en avant le rôle fondamental joué par l'état de saturation des sols sur le débit du cours d'eau (fig.4.10). Ainsi, au cours de l'année hydrologique 2009-2010, la phase de reconstitution progressive de la réserve utile s'est produite lors du mois d'octobre. Durant cette période, les précipitations n'induisent pas encore de crues notables malgré des volumes et des intensités de précipitations plus importantes que ce qui a été observé sur le bassin versant durant la majeure partie de la période hivernale 2009 – 2010. Sur les sols peu épais, les premiers surplus hydrologiques apparaissent au cours de la première décade du mois de novembre. Dès lors, malgré des précipitations qui ne sont pas plus importantes, leur efficacité s'accroît et l'intensité des crues augmente progressivement jusqu'à la dernière décade du mois de décembre. A cette date, les sols épais deviennent saturés à leur tour. Le bassin versant atteint alors la période de sensibilité maximale aux pluies. Le seuil de précipitations susceptible d'engendrer un épisode de crue est alors au plus bas. Le niveau de saturation de la réserve utile des sols joue donc un rôle fondamental sur le comportement hydrologique du bassin versant. En facilitant la formation des crues, elle influence aussi fortement le rythme saisonnier des transferts de MES. Elle permet en effet d'augmenter la capacité de transport du cours d'eau et donc de mobiliser tout ou partie des sédiments disponibles.

Cependant, malgré des périodes de saturation de la réserve utile des sols globalement équivalentes au cours des deux années de mesures, nous avons observé une variation interannuelle importante des transferts de MES. Par conséquent, la période de saturation des formations superficielles ne permet pas d'expliquer à elle seule les dynamiques temporelles des transferts de MES. Cette observation va dans le sens de très nombreuses études qui montrent que les transferts de MES ne présentent pas de corrélation directe avec le débit du cours d'eau. De fait, les flux de MES sont non seulement dépendants de la capacité du cours d'eau à transporter les sédiments, mais ils sont également fonction de la disponibilité en sédiments. Cette dernière joue alors un rôle de facteur limitant des transferts de MES.

⁴ Les surplus hydrologiques (eau non infiltrée en raison de la saturation de la réserve utile) ont été calculés à partir de la réserve utile des sols estimée par P. Le Gouée lors de la réalisation de la cartographie des sols du Calvados en 2007 (Le Gouée, 2007), des données pluviométriques relevées sur le bassin versant et des données d'évapotranspiration de Caen – Carpiquet (Météo-France). Ils ont été estimés à un pas de temps de 10 jours pour les différentes réserves utiles des sols présents sur le bassin de Lingèvres.

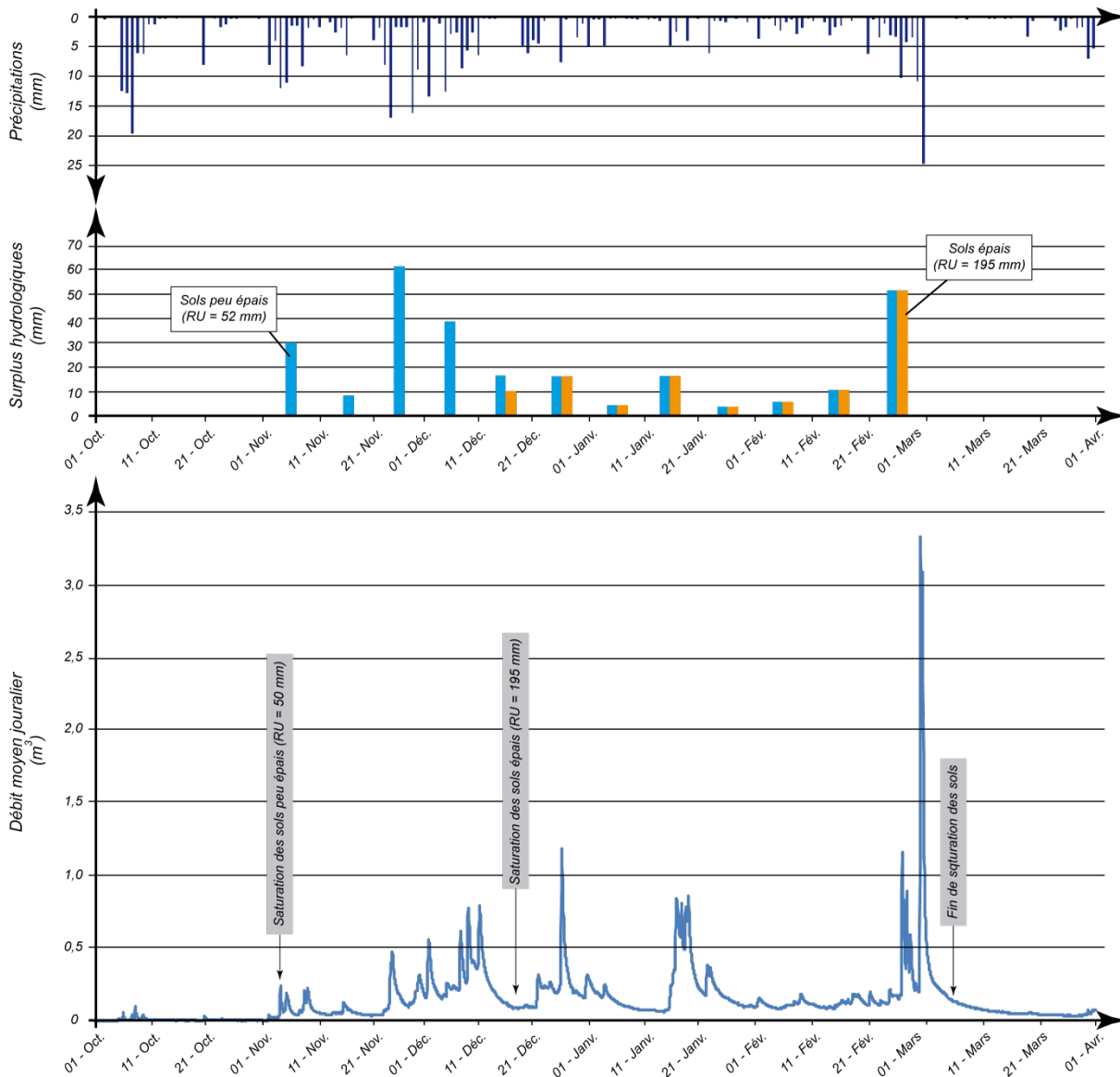


Figure 4.10 : Mise en évidence du rôle des surplus hydrologiques sur le débit du cours d'eau, bassin versant de Lingèvres, 1^{er} octobre 2009 – 1^{er} avril 2010

3. Dynamique temporelle des transferts sédimentaires à l'échelle infra-saisonnière

3.1. En domaine Armoricaïn

Les dynamiques temporelles des MES en domaine armoricaïn ont été analysées au niveau des stations de Coulvain et de Juvigny-sur-Seulles. La partie précédente a montré que la période automnale et hivernale concentrait respectivement 89 et 95% des exportations de MES annuels. A une échelle temporelle plus fine, nous avons cherché à identifier la part des transferts sédimentaires réalisés au cours des périodes de crues. Il est difficile de déterminer les périodes de crues selon un débit « seuil », ce dernier variant d'une saison à l'autre. Nous avons donc fait le choix de déterminer les périodes de crues selon des seuils d'augmentation et de diminution de la hauteur d'eau dans le chenal du cours d'eau. Nous avons ainsi considéré qu'une crue débute à partir d'une augmentation de 5 cm de la hauteur d'eau dans le chenal. La fin de la crue est quant

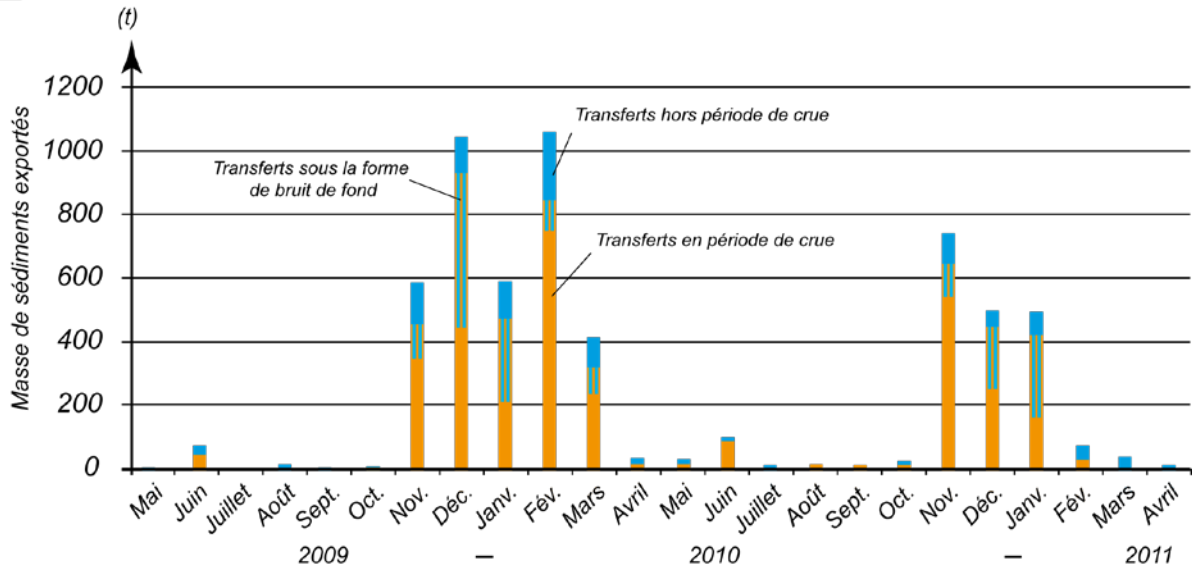
à elle associée à un retour au débit de base du cours d'eau. En domaine armoricain, les périodes de crues se caractérisent par de longues phases d'augmentation et de diminution du débit qui peuvent durer plusieurs dizaines de jours et durant lesquelles il est possible de distinguer différents pics de crues (fig.4.12).

A l'échelle mensuelle, on observe une très bonne corrélation entre les flux de MES et les périodes de crues. Ces dernières concentrent en effet 77% des transferts sédimentaires annuels pour le bassin versant de Coulvain et 83% pour la station de Juvigny-sur-Seulles. Au sein des périodes de crues, la majorité des flux de MES sont observés au cours des pics de crues. Ces derniers concentrent 50% des transferts sédimentaires annuels pour le bassin versant de Coulvain. Pour la station de Juvigny-sur-Seulles, la corrélation est moins forte. Les pics de crues représentent 63% des transferts de MES (fig.4.11). Ces observations réaffirment donc à nouveau le rôle important joué par les périodes de forts débits sur les transferts de MES.

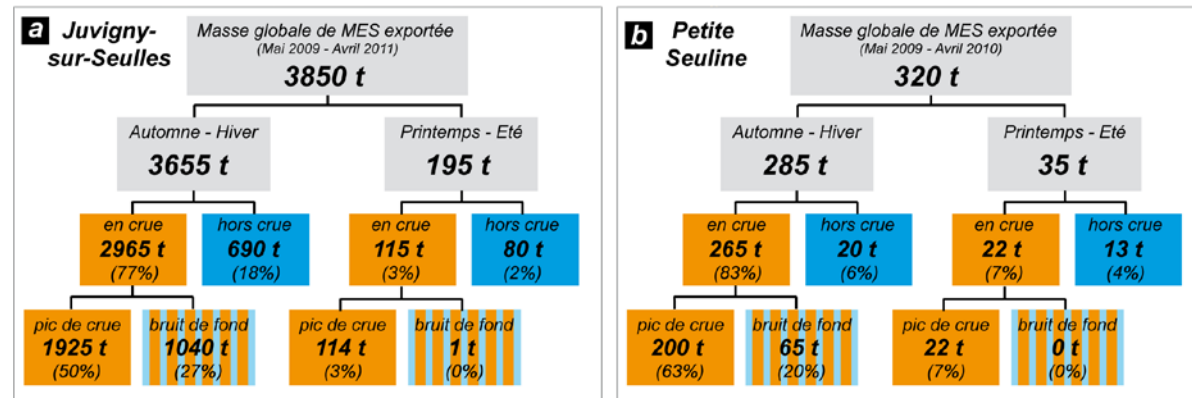
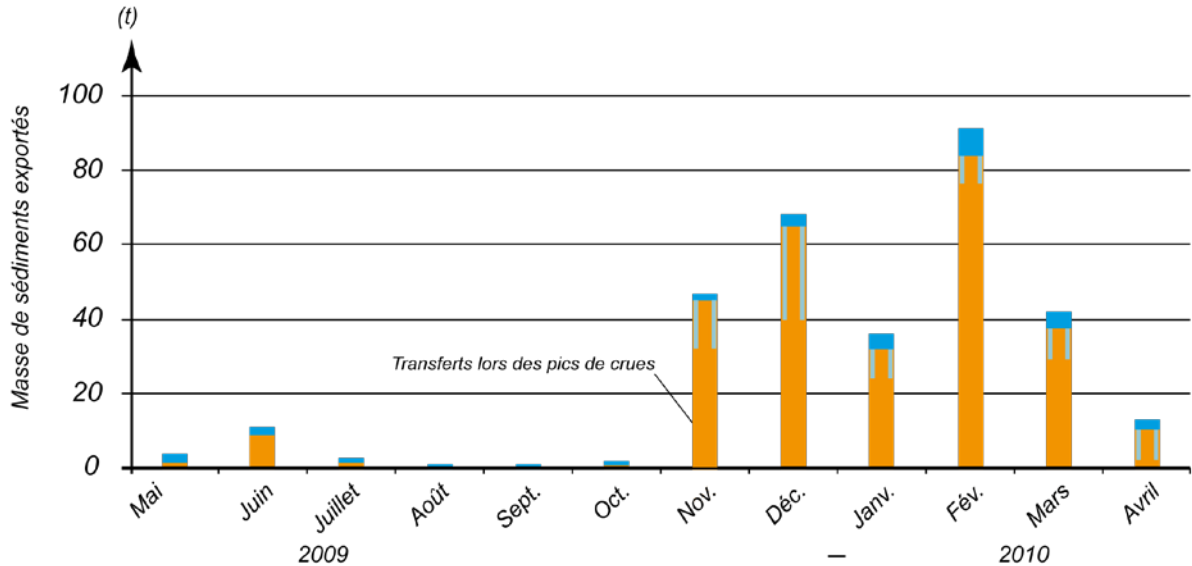
Si la majorité des MES sont exportées lors des pics de crues, il est également intéressant d'observer la part non négligeable des transferts sédimentaires se déroulant en dehors de ces derniers. Les transferts sédimentaires se réalisent alors sous la forme d'un bruit de fond continu, dont la concentration est faible, comprise entre 0,1 et 0,2 g.L⁻¹ pour le bassin versant de la Petite Seuline et de 0,1 g.L⁻¹ pour la station de Juvigny-sur-Seulles. Les masses exportées sous la forme d'un bruit de fond sont loin d'être négligeables. Elles sont en effet estimées à près de 20% des transferts annuels pour le bassin versant de la Petite Seuline et jusque 27% des transferts annuels au niveau de la station de mesure de Juvigny-sur-Seulles.

Au-delà de la saisonnalité des transferts de MES observée au cours de l'automne et de l'hiver, et de leur bonne corrélation avec les périodes de crues, il est nécessaire de s'interroger également sur la concentration dans le temps des transferts de MES. Afin d'analyser la répartition des transferts de MES, les débits solides horaires de la période mai 2009 – avril 2010 de chacune des stations de mesures ont été classés de manière décroissante. Chacune de ces valeurs est alors convertie sous la forme d'un pourcentage représentant leur contribution dans le bilan sédimentaire annuel du bassin versant. Le calcul du pourcentage cumulé croissant permet alors d'évaluer le laps de temps nécessaire pour atteindre une part donnée des transferts sédimentaires annuels (fig.4.13a). A titre de comparaison entre les différentes stations de mesures, la concentration des transferts de MES dans le temps a plus particulièrement été mesurée en quantifiant le nombre de jours nécessaire pour atteindre le seuil de 50% des transferts de MES annuels.

a Station de Juvigny-sur-Seulles



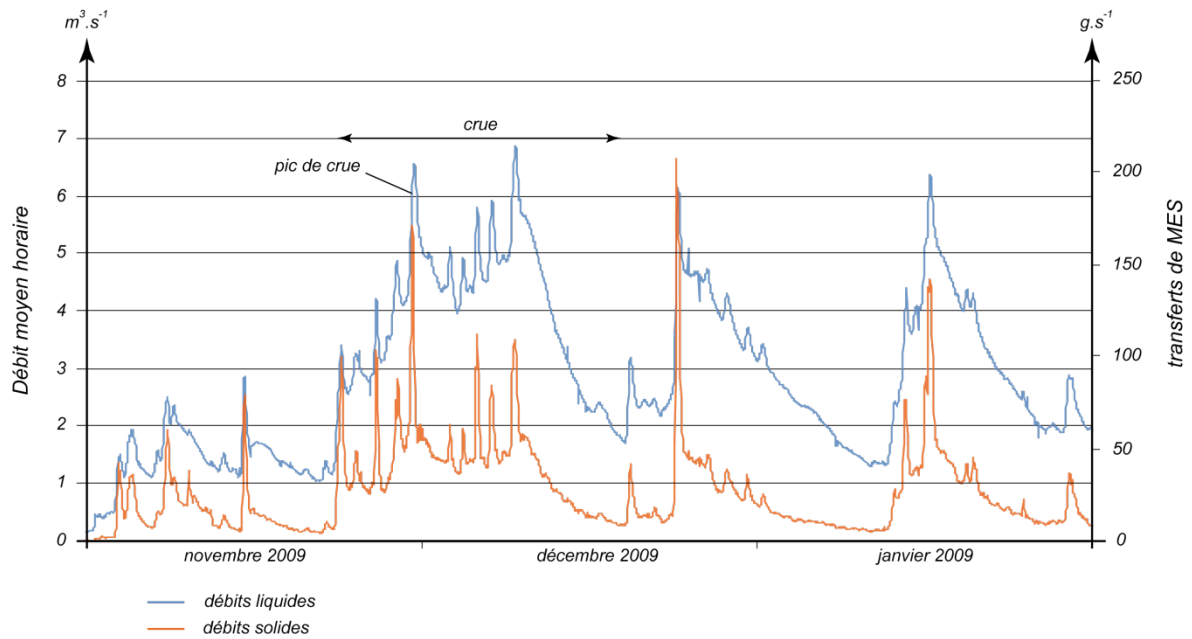
b Bassin versant de la Petite Seuline



Les pourcentages sont calculés par rapport à la masse totale de MES exportée du bassin versant

Figure 4.11 : Exportations mensuelles de MES, stations de mesures de la Petite Seuline et de Juvigny-sur-Seulles. Distinction entre les transferts de MES réalisés en crue et en dehors des périodes de crues

Station de Juvigny-sur-Seulles



Station de Coulvain

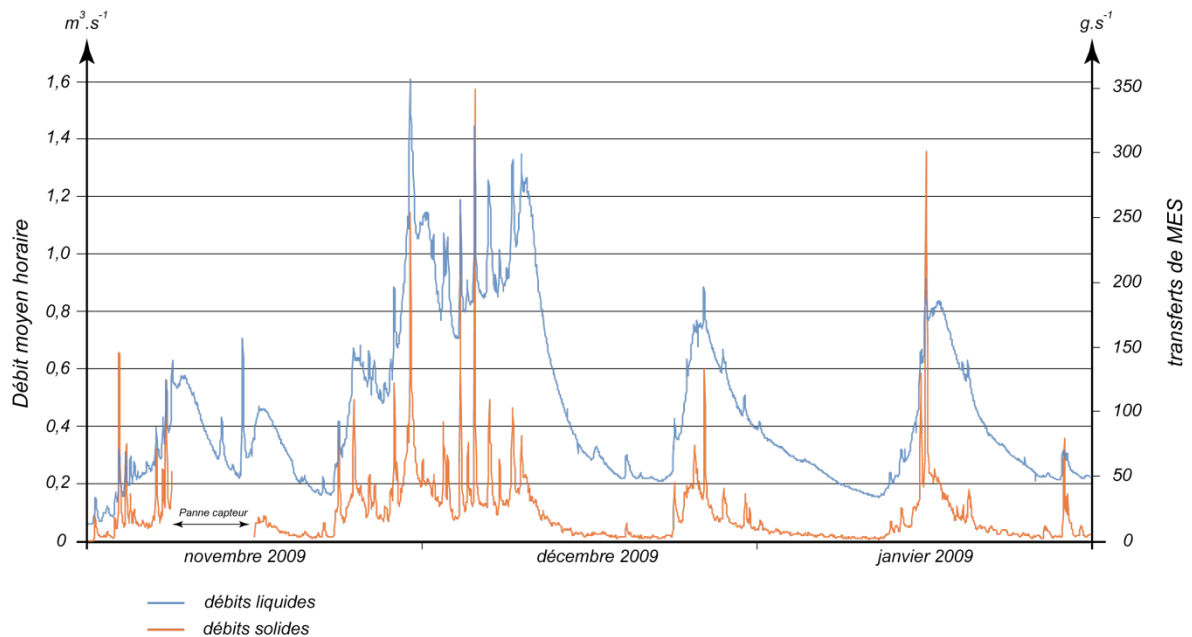
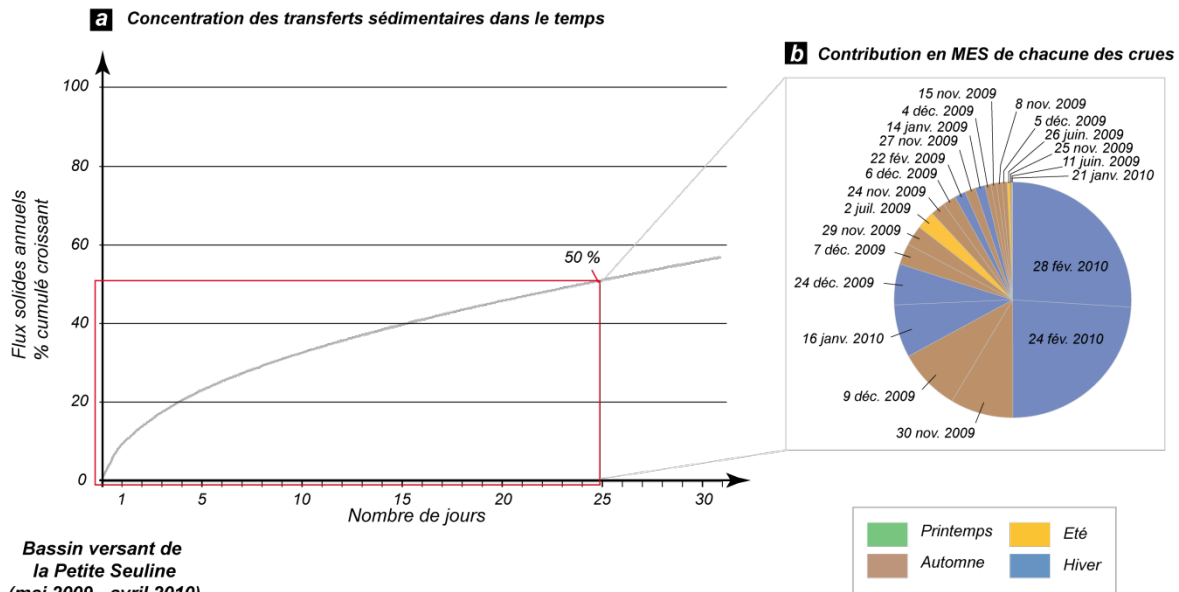


Figure 4.12 : Débits liquides et solides, bassin versant de la Petite Seuline et station de Juvigny-sur-Seulles sur la période de novembre 2009 à janvier 2010

Nous avons également cherché à identifier la répartition saisonnière des crues les plus productives en MES, totalisant 50% des flux solides annuels. Cette information a été représentée sous la forme d'un diagramme (fig.4.13b) représentant la contribution en MES (%) de chacune des crues intervenant dans les 50% des transferts sédimentaires les plus forts identifiés dans la figure 4.13a. Le nombre de crues intervenant dans ce diagramme ainsi que leur contribution respective permet alors de discuter le poids des événements les plus intenses sur les transferts sédimentaires du bassin versant.

Station de Juvigny-sur-Seulles
(mai 2009 - avril 2010)



Bassin versant de la Petite Seuline
(mai 2009 - avril 2010)

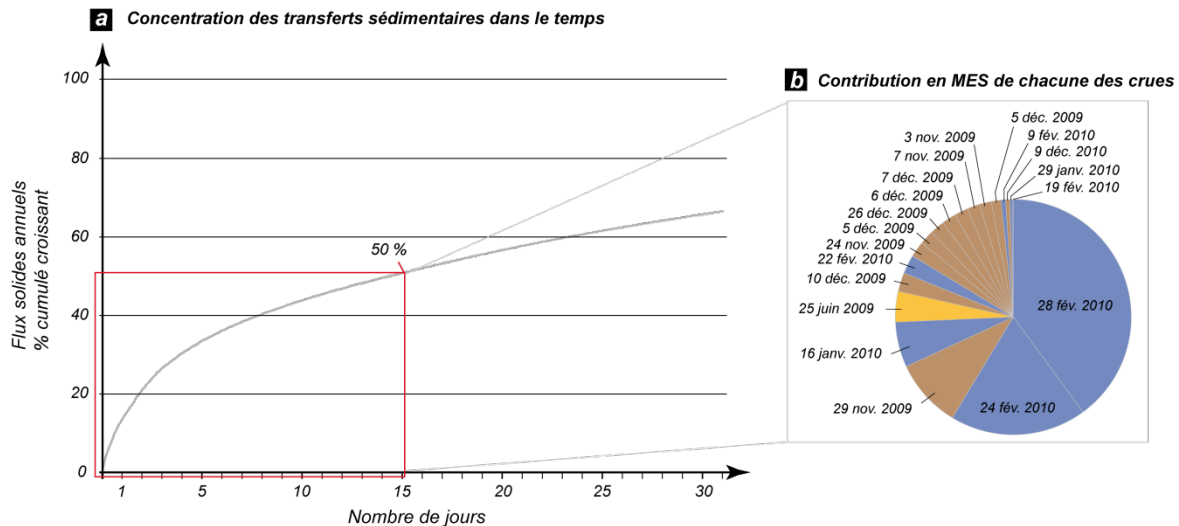


Figure 4.13 : Concentration des transferts sédimentaires dans le temps, bassin versant de la Petite Seuline et station de Juvigny-sur-Seulles (Mai 2009 – Avril 2010)

Pour les stations de la Petite Seuline et de Juvigny-sur-Seulles, on observe que la majorité des transferts sédimentaires se concentre sur une période relativement courte. En effet, le seuil de 50% des flux de MES est atteint en l'équivalent de 15 jours pour le bassin versant de la Petite Seuline et en 25 jours pour la station de Juvigny-sur-Seulles. Sur le bassin versant de la Petite Seuline, 19 crues contribuent aux 50% des transferts sédimentaires les plus forts. Elles sont au nombre de 22 pour la station de Juvigny-sur-Seulles. Chacune de ces crues contribue cependant à des degrés divers. En effet, les deux crues du 24 et du 28 Février 2010 (crue vicennale pour la station de Juvigny-sur-Seulles) contribuent de manière particulièrement importante. Le rôle des principales crues annuelles n'est donc pas négligeable dans le bilan sédimentaire annuel du bassin versant. Cependant, l'impact de ces épisodes dans le bilan annuel global est à tempérer. En effet, 17 et 20 autres crues contribuent également aux 50% des transferts annuels les plus forts. Ces dernières correspondent à des crues couramment observées durant la période hivernale. La concentration apparente des transferts sédimentaires au cours de l'année

hydrologique est, par conséquent, toute relative. En effet, plus que les épisodes majeurs à l'échelle annuelle, qui ne représentent que 20% du bilan sédimentaire annuel, c'est la récurrence importante des épisodes hydrologiques au cours de l'automne et de l'hiver qui influence le plus le bilan sédimentaire des bassins versants situés en domaine armoricain. Ceci peut sans doute s'expliquer par la faible variation des concentrations au cours de l'année hydrologique, y compris au cours des périodes de crues. En hiver, elles n'ont que très ponctuellement dépassé les $0,3 \text{ g.L}^{-1}$ pour le bassin versant de la Petite Seuline et la station de Juvigny-sur-Seulles. Des concentrations plus importantes ont été observées en été, durant des épisodes orageux, avec des concentrations de 1 g.L^{-1} pour le bassin versant de la Petite Seuline et $1,5 \text{ g.L}^{-1}$ pour la station de Juvigny-sur-Seulles. Cependant, dans un contexte de faibles débits, les flux de MES exportés des bassins versants durant ces épisodes ne représentent que des volumes très limités au regard de ce qui est exporté à l'échelle annuelle.

Au bilan, en domaine armoricain, les transferts sédimentaires sont principalement corrélés aux périodes de crues. La majorité des flux de MES sont observés lors des pics de crues, cependant, le poids des transferts de MES réalisés sous la forme d'un bruit de fond n'est pas négligeable puisqu'il a été estimé entre 15 et 25% des exportations annuels de MES. Il représente d'ailleurs certains mois la contribution majoritaire des flux solides exportés du bassin versant. Les exports de MES apparaissent comme concentrés dans le temps puisque 50% des transferts observés sont évacués du bassin versant en moins d'un mois. L'importance des principaux épisodes annuels a également été démontrée. Cependant, il a été mis en évidence que pour le massif ancien, c'est avant tout la récurrence des épisodes hydrologiques durant l'automne et l'hiver qui est susceptible de contribuer le plus dans le bilan sédimentaire annuel du bassin versant. Enfin, aucune différence significative n'a été observée entre l'échelle du bassin versant de la Petite Seuline et l'échelle du bassin versant de la Seulles situé sur le massif ancien. D'une échelle locale à l'échelle globale, les temporalités semblent sensiblement identiques.

3.2. En contexte de transition entre le Massif Armoricain et le Bassin Parisien

Au cours de la période mai 2009 – avril 2010, 91% des transferts de MES ont été enregistrés au cours de l'automne et de l'hiver sur le bassin versant de Lingèvres. Les valeurs sont donc très comparables à celles observées en domaine armoricain. En dehors de cette période, seuls les épisodes orageux exceptionnels ont engendré des transferts de MES significatifs à l'échelle annuelle. L'orage du 2 juillet 2009, responsable de 8% des exportations de MES annuels, en a été un bon exemple. Tout comme en amont de la Seulles, on observe une très bonne corrélation des flux de MES avec les périodes de crues, estimée à 95% des transferts sédimentaires annuels (fig.4.14).

Les dynamiques sédimentaires enregistrées sur le bassin versant de Lingèvres présentent cependant certaines divergences au regard de ce qui a été relevé en domaine armoricain. En effet, en dehors des périodes de crues, les transferts de MES sont extrêmement faibles et les concentrations enregistrées proches de zéro (fig.4.15). La contribution du bruit de fond dans le bilan sédimentaire global du bassin versant est donc extrêmement réduite. Différentes hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette divergence. Le débit en période hivernale est, en premier lieu, moins soutenu que ce qui a été observé sur la Petite Seuline, de superficie pourtant sensiblement équivalente. Alors que le débit de base de Lingèvres est de l'ordre de $0,1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, il ne descend que très ponctuellement en dessous de $0,2 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ sur le bassin

versant de la Petite Seuline. Les crues observées sur le bassin versant de Lingèvres sont également beaucoup plus courtes. Alors que ces dernières peuvent durer plus de 10 jours sur le bassin de la Petite Seuline, on observe ici un retour rapide au débit de base du cours d'eau. Cela dit, cette absence de bruit de fond ne s'explique pas nécessairement uniquement par une capacité de transport insuffisante en dehors des périodes de crues. Il est également envisageable que la charge en MES ne soit disponible qu'en amont du bassin versant, dans des chenaux qui ne sont drainés que de manière temporaire au cours des crues.

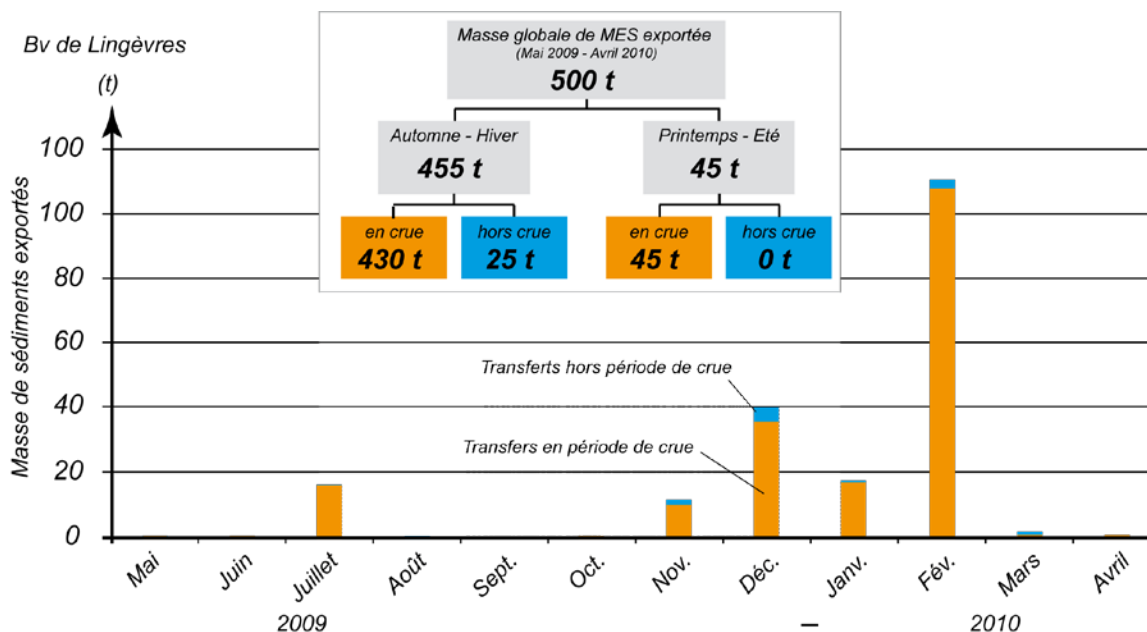


Figure 4.14 : Volumes mensuels de MES exportés du bassin versant de la Seules en période de crue et en dehors des périodes de crues au cours de l'année hydrologique 2009 – 2010

Station de Lingèvres

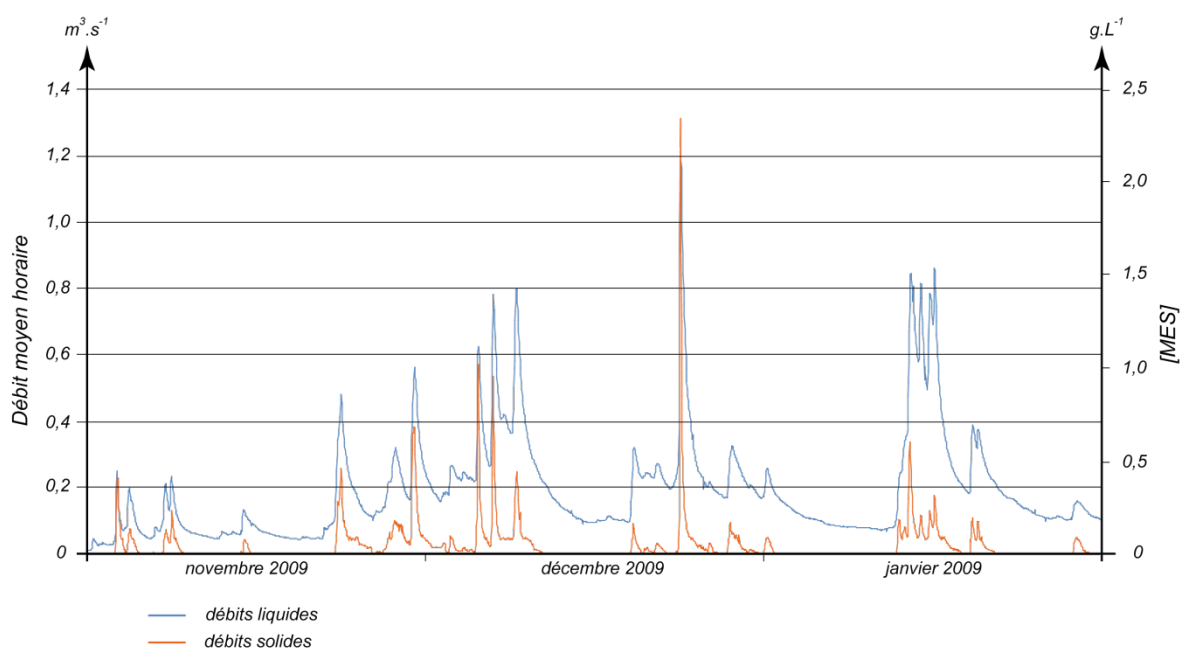


Figure 4.15 : Débits liquides et solides, bassin versant de Lingèvres sur la période de novembre 2009 à janvier 2010

Le bassin versant de Lingèvres diffère également du Massif Armoricain de par la concentration des transferts sédimentaires au cours de l'année hydrologique. La très grande majorité des flux de MES se déroule en effet sur une période particulièrement courte. Ce sont ainsi 50% des transferts de MES sur la période Mai 2009 – Avril 2010 qui ont été réalisés sur une durée inférieure à 2 jours ; le seuil des 75% est atteint en l'équivalent de 8 jours. Enfin, en l'équivalent d'un mois, ce sont plus de 96% des transferts sédimentaires qui ont été observés (fig.4.16). Cette information démontre à nouveau tout l'intérêt des mesures à haute fréquence. En effet, un pas de temps trop lâche (journalier par exemple) aurait pu avoir pour conséquence de sous-estimer particulièrement les volumes de sédiments exportés du bassin versant. Cette concentration des flux de MES s'observe également lorsque l'on regarde le nombre de crues contribuant aux 50% des transferts de MES les plus importants. En effet, seules 4 crues contribuent à 50% des transferts annuels, contre 19 et 22 enregistrées dans le Massif Armoricain, à Coulvain et Juvigny-sur-Seulles. La crue du 28 février 2010 contribue ainsi, à elle seule, à plus de la moitié de ces transferts. Par conséquent, les transferts de MES en contexte de transition entre le domaine armoricain et le contexte sédimentaire semblent bien plus sensibles aux épisodes annuels. Contrairement à ce qui a été observé précédemment, plus que la récurrence en période automnale et estivale des périodes de crues, ce sont uniquement les crues majeures qui, dans le cas du bassin versant de Lingèvres, contribuent de manière significative au bilan sédimentaire global du bassin versant.

Les dynamiques hydrologiques et sédimentaires observées en contexte de transition entre le Massif Armoricain et le Bassin Parisien contrastent donc sensiblement avec celles observées sur le Massif Armoricain. Les transferts sédimentaires sur le bassin versant de Lingèvres se déroulent presque exclusivement en période de crues, principalement en période automnale et hivernale, et sur un laps de temps très court, lors des principales crues annuelles. Ce bassin versant présente donc une sensibilité beaucoup plus marquée aux épisodes les plus intenses de l'année que les bassins versants situés plus en l'amont, en domaine armoricain.

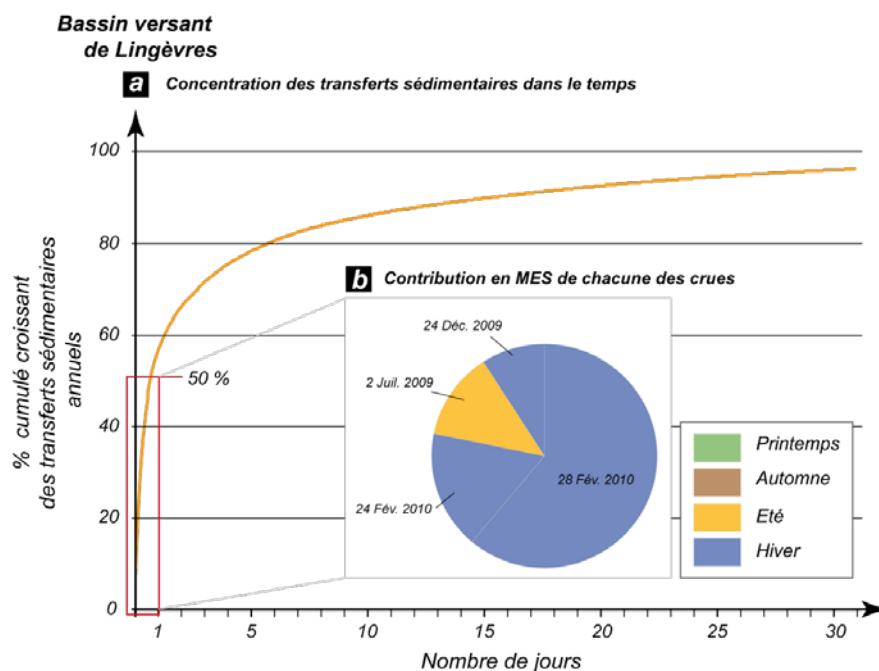


Figure 4.16 : Concentration des transferts sédimentaires dans le temps, bassin versant de Lingèvres, année hydrologique 2009 - 2010

3.3. Temporalité des transferts en domaine sédimentaire

3.3.1. Cadrage méthodologique

Pour observer les dynamiques hydrologiques et sédimentaires de la Seules lorsqu'elle traverse les formations du Bassin Parisien, nous nous sommes basés sur le bilan qui pouvait être fait entre les stations de mesures de Juvigny-sur-Seules et de Tierceville. Ce bilan a été réalisé aux échelles mensuelle et horaire.

A l'échelle mensuelle, la contribution du bassin sédimentaire est évaluée en soustrayant aux mesures réalisées au niveau de la station de Tierceville celles des stations de Juvigny-sur-Seules et de Lingèvres, principal bassin versant entre ces deux mesures. Pour réaliser le même bilan à un pas de temps horaire et ainsi affiner la compréhension des dynamiques des transferts sédimentaires, il est nécessaire de recaler temporellement les ondes de crues entre les stations de Juvigny-sur-Seules et de Tierceville. Le temps de parcours des ondes de crues dans le bassin versant est évalué à partir du calcul de coefficients de corrélation sur les chroniques de débits horaires des 2 stations de mesure. Il est répété pour chacun des mois suivis. Le décalage temporel entre les 2 stations présentant le coefficient de corrélation le plus important a été appliqué. Une fois les hydrogrammes recalés temporellement, il est possible de réaliser le bilan entre les 2 stations de mesure en soustrayant aux volumes de sédiments mesurés à la station de Tierceville ceux observés à la station de mesure de Juvigny-sur-Seules. Cette étape de recalage temporel des données à l'échelle mensuelle est essentielle puisqu'une variation importante des temps de parcours des crues dans le bassin versant a été observée entre la période estivale et la période hivernale.

3.3.2. Temporalité des transferts sédimentaires

L'analyse du bilan qui a été fait entre les stations de Juvigny sur Seules et de Tierceville en terme de transferts sédimentaires est riche d'enseignements. Elle donne tout d'abord des indications sur les temporalités des transferts en contexte sédimentaire. Ce bilan permet de distinguer, et donc de comparer, la contribution de chacune des grandes unités morpho-structurales présentes sur le bassin versant de la Seules. Cependant, en déterminant des bilans positifs ou négatifs, l'analyse nous informe également sur la présence de périodes de stockages des sédiments provenant de l'amont du bassin versant, ou au contraire sur des périodes de contributions plus ou moins importantes du bassin sédimentaire. Ainsi, au-delà des dynamiques temporelles des transferts sédimentaires, ce bilan rend compte aussi des dynamiques amont-aval des sédiments dans le bassin versant de la Seules, et permet de mettre en avant une certaine saisonnalité des transferts sédimentaires. Cette partie ne sera pas discutée ici, mais elle sera reprise dans le prochain chapitre.

L'analyse de ce bilan à l'échelle mensuelle (fig.4.17) montre en premier lieu que la contribution sédimentaire du Bassin Parisien se déroule majoritairement au cours de la saison hivernale qui constitue 65% de la contribution annuelle. A l'inverse, au cours du printemps et de l'été, la contribution est très faible au regard de ce qui est exporté au cours de l'hiver (moins de 15% du bilan global). Les volumes de sédiments exportés en période estivale, au cours d'épisodes orageux, semblent donc très faibles. Enfin, le début de l'automne apparaît comme une période durant laquelle le bilan est plus contrasté. Pour l'année 2009, ce dernier a été négatif. Cela ne signifie pas nécessairement « absence » de contribution, mais indique que le volume de

sédiments mesuré à Juvigny-sur-Seulles est supérieur au volume de sédiments exporté du bassin versant à Tierceville. A l'inverse, pour l'année 2010, ce dernier a été largement positif. La temporalité des transferts sédimentaires en contexte de Bassin Parisien ne se distingue donc pas de celle observée sur le reste du bassin versant de la Seulles. Les transferts sont principalement hivernaux alors que les flux sédimentaires observés en période printanière ou estivale sont très réduits. La contribution du bassin de la Seulles localisé sur le Bassin Parisien en période automnale apparaît cependant beaucoup plus faible qu'en l'amont du bassin versant de la Seulles. Nous avons en effet observé au cours de l'année 2009-2010 un décalage d'un mois entre les premiers forts transferts de MES enregistrés à Juvigny-sur-Seulles et ceux relevés sur le Bassin Parisien. La saturation plus tardive des sols épais en contexte sédimentaire est sans doute un facteur explicatif fort de ce décalage. En effet, si en amont les précipitations deviennent efficaces et sont donc susceptibles de provoquer un épisode de crue, il n'en est pas de même en aval. Dès lors, l'élargissement du chenal d'amont en aval du bassin versant a pour conséquence de réduire la capacité de transport du cours d'eau et de favoriser des conditions de dépôt dans la zone de transfert de la Seulles.

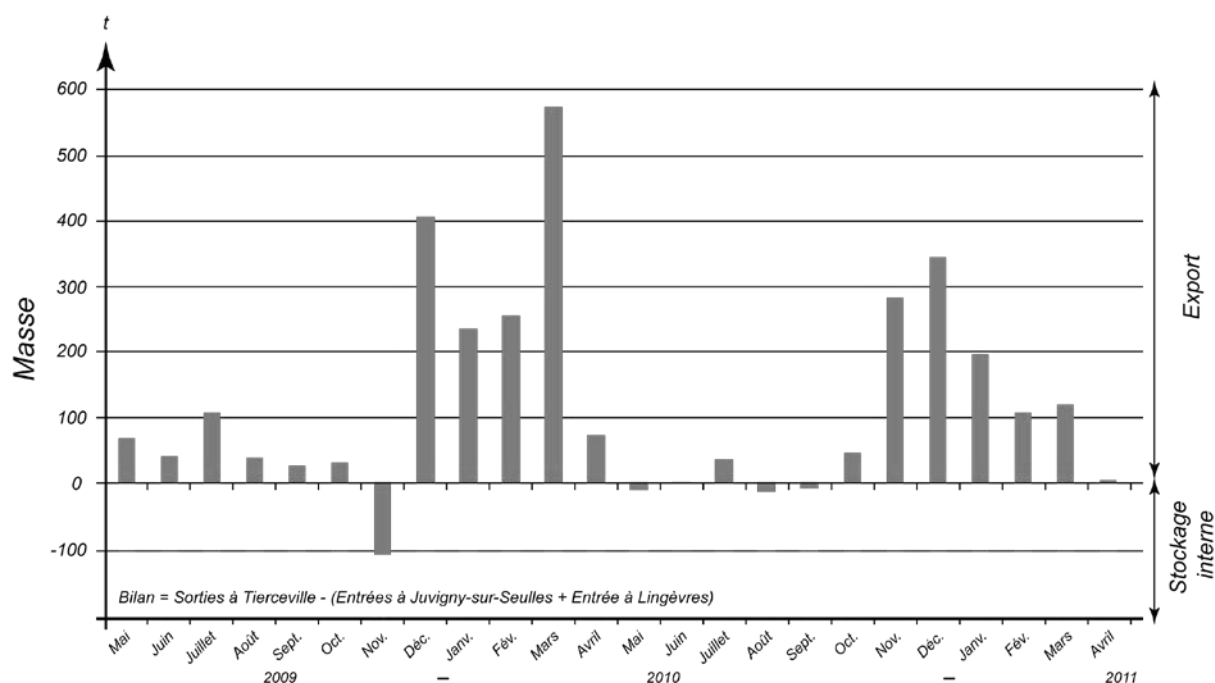


Figure 4.17 : Dynamique sédimentaire de la zone de transfert de la Seulles entre les stations de mesure de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville à l'échelle mensuelle sur la période mai 2009 – avril 2011

Le recalage des débits liquides et solides entre les stations de Juvigny sur Seulles et de Tierceville permet d'affiner la compréhension des temporalités des flux de MES. On observe en effet, comme sur le bassin versant de Lingèvres, une très bonne corrélation entre transferts de MES produits par le bassin sédimentaire et les périodes de crues. En dehors de ces périodes, les exportations de MES, réalisés sous la forme de bruit de fond, apparaissent comme très faibles au regard de la contribution du massif ancien, notamment en période de décrue (fig.4.18). Le bruit de fond observé au niveau de la station de Tierceville provient donc majoritairement de l'amont du bassin versant.

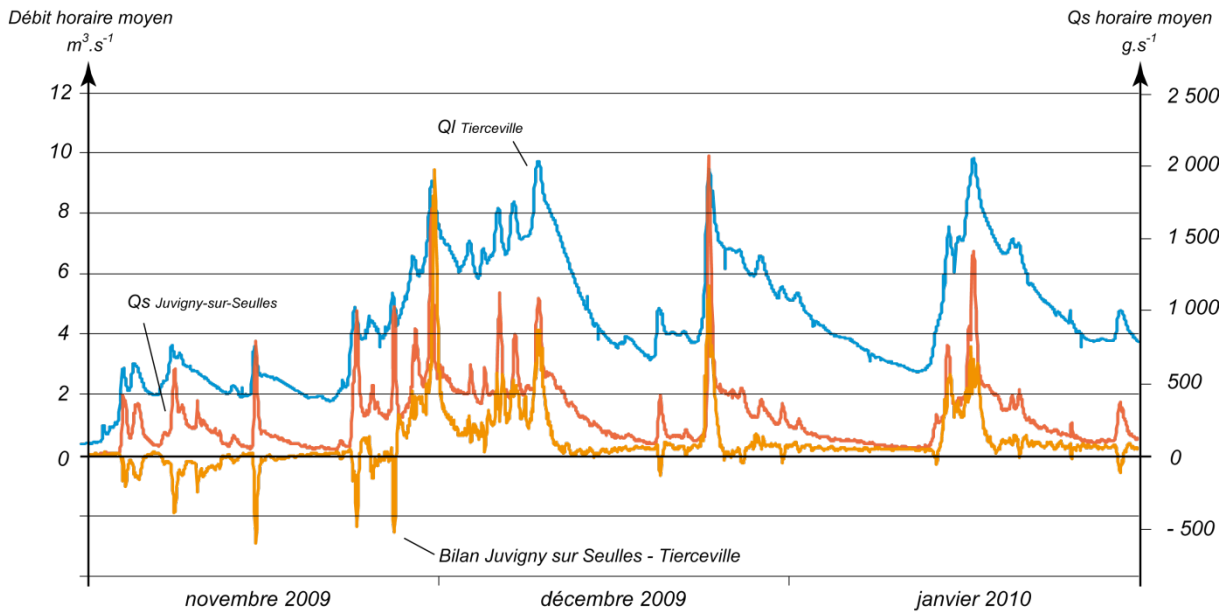


Figure 4.18 : Dynamiques sédimentaires à l'échelle horaire des transferts sédimentaires dans la zone de transfert de la Seulles entre novembre 2009 et janvier 2010

En terme de concentration des transferts sédimentaires, le bassin sédimentaire apparaît comme ayant un fonctionnement intermédiaire comparé à ce qui a été observé sur le Massif Armoricaïn et le bassin versant de Lingèvres. En effet, le seuil de 50% des transferts sédimentaires annuels est atteint en 15 jours (fig.4.19) alors que sur le même laps de temps, seuls 39% des transferts annuels sont réalisés au niveau de Juvigny-sur-Seulles. Les transferts sédimentaires sont donc davantage concentrés dans le temps sur le Bassin Parisien. Cette concentration temporelle des transferts sédimentaires peut également être observée en terme de nombre de crues contribuant aux 50% des transferts les plus forts. Au cours de l'année hydrologique 2009 – 2010, seules 12 crues ont contribué (contre 22 à Juvigny sur Seulles). Six d'entre elles sont hivernales et 5 automnales. Cette observation diffère de ce qui avait été décrit pour la station de Juvigny-sur-Seulles où un nombre beaucoup plus élevé de crues automnales a contribué aux 50% des transferts sédimentaires annuels les plus forts. Le décalage de sensibilité du bassin versant aux épisodes de crues entre le contexte armoricaïn et le Bassin Parisien s'avère être à nouveau un facteur explicatif fort.

La Seulles située sur le
Bassin Parisien
Bilan Tierceville - Juvigny

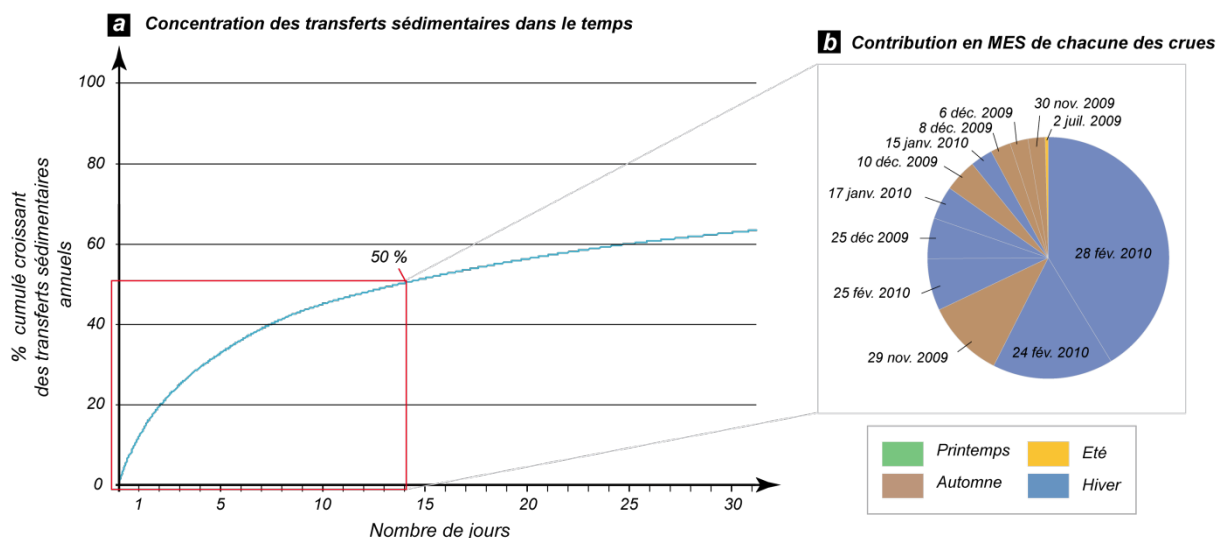


Figure 4.19 : Concentration des transferts sédimentaires dans le temps, zone de transfert de la Seulles, année hydrologique 2009 – 2010.

Conclusion du chapitre 4

Les mesures réalisées au cours des 2 années de suivi indiquent que les niveaux d'érosion spécifiques observés sur le bassin versant de la Seulles sont compris entre **15 et 33 t.km⁻².an⁻¹**. Ces niveaux d'érosion sont faibles comparés aux valeurs qui peuvent être observées dans des contextes plus dynamiques, mais sont à l'image de ce qui a pu être observé sur le Bassin Parisien, exception faite des plateaux limoneux belges et néerlandais dont les niveaux d'érosion spécifiques sont bien supérieurs, ou en domaine armoricain.

On observe une **variabilité importante des niveaux d'érosion spécifiques sur le bassin versant** de la Seulles. On observe en effet une bonne corrélation entre la taille du bassin et le niveau d'érosion spécifique mesuré. Il est plus élevé dans les sous-bassins (28 et 33 t/km²/an) et se réduit à 22 t/km²/an à Juvigny-sur-Seulles et 18 à Tierceville. Un effet d'échelle n'est pas à exclure. Cependant, nous avons principalement attribué cette variabilité aux caractéristiques morpho-structurales différenciées dans le bassin versant. Les valeurs les plus faibles sont associées au Bassin Parisien avec 15 t.km⁻².an⁻¹, le Massif Armoricaire présente quant à lui des transferts plus importants avec un niveau d'érosion spécifique estimé à 28 t.km⁻².an⁻¹, alors que les affluents positionnés à l'interface entre ces deux grands ensembles sont marqués par les valeurs les plus fortes, estimées à 33 t.km⁻².an⁻¹.

A l'échelle saisonnière, les transferts sédimentaires **se concentrent très majoritairement au cours de l'automne et de l'hiver**, avec plus de 80% des transferts annuels. Ces derniers sont associés aux **périodes de crues** au cours desquelles se déroulent entre 53% et 95% des transferts sédimentaires annuels. Sur le bassin sédimentaire et en position de transition entre les deux ensembles morpho-structuraux, les flux sédimentaires se concentrent sur une période très courte et se déroulent essentiellement lors des principaux épisodes hydrologiques annuels. La variabilité interannuelle des niveaux d'érosion spécifiques de ces bassins versants est donc très forte et directement corrélée à ces épisodes « exceptionnels ». Cependant, en domaine armoricain, les transferts sédimentaires se déroulent sur une période plus longue. En effet, plus

que des épisodes hydrologiques « exceptionnels », c'est la récurrence des épisodes de crues au cours de l'automne et de l'hiver, associée à un bruit de fond important et continu, qui impactent le plus le bilan sédimentaire annuel. Compte tenu de la concentration des transferts sédimentaires lors des périodes de crues, la période d'efficacité des précipitations et l'intensité des surplus hydrologiques apparaissent comme des facteurs explicatifs forts de la temporalité des exportations sédimentaires dans un bassin versant.

Nous avons jusqu'à présent montré l'influence du contexte géologique et ses conséquences sur le fonctionnement hydrologique du cours d'eau et les niveaux d'érosion spécifiques dans le bassin versant de la Seulles. Cependant, prendre réellement en compte ces effets d'échelles nécessite d'aller au-delà d'une simple description des volumes et des temporalités des transferts sédimentaires observés en différents points du bassin versant. En effet, il faut en parallèle s'interroger sur les liens entre ces différents points de mesures pour comprendre les dynamiques amont – aval des transferts sédimentaires et identifier ainsi le devenir des sédiments une fois mobilisés par le cours d'eau.



Chapitre 5

Dynamiques amont – aval des transferts sédimentaires

- 1. Identification des stockages sédimentaires au sein des bassins versants représentatifs.....p 123*
- 2. Analyse des stockages intermédiaires dans la zone de transfert de la Seulles.....p 145*
- 3. Reconstitution des dynamiques amont – aval des transferts sédimentaires dans le bassin versant de la Seulles.....p 150*

Introduction

La démarche de recherche s'est jusqu'à présent attachée à comparer entre elles les observations réalisées au niveau des différentes stations de mesures pour souligner l'influence du contexte (morpho-structural, hydrologique, paysager, *etc.*) et des échelles spatiales sur la variabilité des niveaux d'érosion et la temporalité des transferts sédimentaires au sein du bassin versant. Les premières conclusions ont montré une certaine uniformité des temporalités saisonnières et des niveaux d'érosion d'une échelle d'observation à l'autre, malgré des contextes lithologiques, hydrologiques, pédologiques ou paysagers très différents. Les niveaux d'érosion sont en effet compris entre 15 et 33 t/km²/an et les flux de MES se produisent principalement au cours de l'automne et de l'hiver, en période de crue, et sont exportés sur un laps de temps très court. Cependant, des stockages peuvent se produire entre le lieu de mobilisation des sédiments et l'exutoire du bassin versant. Malgré des niveaux d'érosion annuels ou des saisonnalités comparables, les dynamiques temporelles des transferts sédimentaires observées à l'échelle des sous-bassins sont donc susceptibles d'être déconnectées de celles identifiées à l'échelle globale du bassin versant. C'est pourquoi, pour identifier les effets d'échelles sur les dynamiques spatiales et temporelles des transferts de MES, il est nécessaire de dépasser l'approche comparative menée jusqu'à présent pour s'interroger sur les dynamiques amont – aval des sédiments dans le bassin versant.

Ce chapitre va donc s'attacher à **identifier le devenir des sédiments une fois mobilisés par le cours d'eau**. La réflexion sera menée autour de deux objectifs : **localiser les zones de stockage** sédimentaire dans le bassin versant, et **en établir les temporalités** en terme de constitution et de vidange. Ceci doit alors permettre d'**évaluer les temps de résidence** des sédiments dans le bassin versant dès lors qu'ils sont mobilisés par le cours d'eau.

Des stockages sédimentaires au sein des fonds de vallées peuvent être observés à différentes échelles spatiales. Ces derniers peuvent tout d'abord être identifiés dès l'échelle du sous-bassin versant, dans les ordres élémentaires du réseau hydrographique. En effet, l'analyse des relations [MES] – débit (Williams, 1989) a permis dans différentes études réalisées en Basse-Normandie ou en Bretagne, dans un contexte comparable à celui de la Seulles (Lefrançois, 2007, Vongvixay, 2010, Viel et al, 2012), de montrer l'existence de stocks sédimentaires de chenaux dont les caractéristiques évoluent au cours de l'année hydrologique. Ils se constituent au printemps et à l'été. Le volume de sédiments stockés devient alors maximal. Ces derniers sont ensuite progressivement purgés du bassin versant au cours de l'automne et/ou de l'hiver (Asselmann, 2000). En l'absence d'apports de MES provenant de l'érosion des sols ou des berges, les stocks deviennent limitants et les transferts sédimentaires se réduisent malgré une capacité de transport du cours d'eau qui reste élevée.

La zone de transfert du cours d'eau peut également être identifiée comme une zone de stockage privilégiée. Les stockages sont alors susceptibles de prendre la forme de dépôts de chenaux, lorsque l'on observe une réduction de la capacité de transport du cours d'eau d'amont en aval du bassin versant. Des stockages peuvent également être identifiés dans le lit majeur lors des crues de débordement. La durée de ces dépôts est alors très variable, pouvant aller de quelques jours à des pas de temps beaucoup plus longs en cas d'alimentation de la plaine alluviale.

D'un point de vue méthodologique, nous allons analyser, à l'échelle des bassins versants représentatifs, les relations [MES]-débit afin d'identifier d'éventuelles dynamiques de stockages sédimentaires. A l'échelle globale, l'analyse sera complétée par la quantification des dépôts intermédiaires identifiables à partir du bilan qui a été réalisé dans la zone de transfert de la Seulles, entre les stations de mesures de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville.

Ainsi, dans un premier temps, nous allons observer l'évolution de la disponibilité en sédiments au sein des bassins versants représentatifs au travers de l'analyse des relations [MES] – débit. Ceci nous permettra non seulement d'identifier l'évolution des stocks sédimentaires au cours de l'année hydrologique, mais également d'affiner la connaissance des temporalités du fonctionnement sédimentaire de ces bassins versants. Puis, à plus petite échelle, nous nous intéresserons davantage aux dynamiques de stockages et de déstockages dans la zone de transfert du cours d'eau. L'ensemble des résultats obtenus sera alors discuté pour reconstituer les dynamiques amont – aval et les temps de parcours des sédiments dans le bassin versant.

1. Identification des stockages sédimentaires au sein des bassins versants représentatifs

1.1. Analyse des relations [MES] – débit, éléments de cadrage méthodologique

De nombreuses études, menées depuis la fin des années 1960 (Muller et Forstner, 1968) se sont penchées sur l'analyse des relations [MES] – débit. Ces analyses, lorsqu'elles sont menées à l'échelle de l'événement hydrologique, consistent à observer au cours des épisodes de crues l'évolution du rapport entre la concentration en MES et le débit du cours d'eau. Les relations entre ces deux paramètres ne sont pas figées et varient fortement dans le temps et dans l'espace. Cette complexité s'explique principalement par l'intervention d'une grande diversité de sources sédimentaires réparties dans le bassin versant et dont la contribution varie dans le temps en fonction de la disponibilité en sédiments mobilisables (Asselman, 1999). Cette méthode est généralement utilisée dans un double objectif :

- Mieux identifier les sources en sédiments dans le bassin versant en tentant de distinguer la contribution des versants d'une part, de la mobilisation de sédiments localisés dans le chenal du cours d'eau d'autre part (Walling et Webb, 1982) ;
- Analyser les dynamiques des transferts sédimentaires dans un bassin versant en identifiant les périodes de constitution, de purge et d'épuisement d'éventuels stockages sédimentaires dans le chenal d'un cours d'eau (Jansson, 2002).

Notre objectif étant d'identifier le devenir des sédiments une fois mobilisés par le cours d'eau, la problématique de l'origine des sédiments dans le bassin versant ne sera pas évoquée dans le cadre de ce chapitre ; elle le sera au cours de la troisième partie.

Williams, en 1989, identifie 5 relations types entre la concentration en MES et le débit du cours d'eau (fig.5.1). Un premier type correspond aux relations dites « univoques » (fig.5.1-I). On les observe lorsque le pic de MES coïncide avec le pic de crue et que les débits solides évoluent de manière identique aux débits liquides, aussi bien lors de la phase d'augmentation du débit qu'en décrue. Il existe donc, dans ce cas, une forte dépendance des transferts sédimentaires vis-à-vis du débit. Ces relations ne sont pas nécessairement linéaires et peuvent prendre des formes convexes ou concaves. Dans la majorité des cas, les relations univoques sont associées à des crues dont les sédiments proviennent du chenal ou sont situés à proximité de ce dernier (Williams, 1989). L'origine des sédiments est alors le plus souvent attribuée à des stocks sédimentaires constitués lors de la décrue de l'épisode hydrologique précédent ou à des processus d'érosion des berges (Walling et Webb, 1982 ; Lenzi et Marchi, 2000). Les crues univoques donnent également des informations quant à la disponibilité en sédiments mobilisables par le cours d'eau. Elles traduisent en effet soit un stock de sédiments non limitant ou, au contraire, l'absence de sédiments mobilisables par le cours d'eau (Lefrançois, 2007).

Il est ensuite possible d'identifier des crues dites à « hystérésis ». Ces hystérésis se produisent lorsque les débits liquides évoluent au cours de la crue de manière différenciée face aux débits solides. Les relations [MES] – débit forment alors des boucles dont l'évolution se fait soit dans le sens des aiguilles d'une montre (hystérésis horaire ; fig.5.1-II) ou inversement, dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (hystérésis anti-horaire ; fig.5.1-III). Les hystérésis horaires sont observées lorsque le pic de concentration en MES précède le pic de crue. Dans les bassins versants de faible superficie, il s'agit du type de relation le plus souvent observé (Williams, 1989 ; Goodwin et al, 2003 ; Vongvixay, 2010). Différentes interprétations ont été avancées pour expliquer les hystérésis horaires. Tout comme les relations univoques, elles sont associées à des crues dont les sédiments ont été produits ou déposés à proximité de l'exutoire du bassin versant. Ceci explique que les [MES] augmentent rapidement lors de la phase d'augmentation du débit (Walling, 1974 ; Klein, 1984 ; Seeger et al, 2004 ; Rodriguez-Blanco et al, 2010a, b). Cela dit, contrairement aux relations univoques, la concentration en MES diminue alors que la capacité de transport du cours d'eau continue d'augmenter. Les hystérésis horaires traduisent donc un épuisement du stock sédimentaire mobilisable par le cours d'eau au cours de la crue (Sidle et Campbell, 1985 *in* Williams, 1989 ; Jansson, 2002 ; Lefrançois, 2007 ; Baca, 2010). Cependant, ce type de relation a parfois été attribué à des phénomènes de dilution, notamment lorsque l'origine des sédiments est éloignée de l'exutoire du bassin versant (Steege et al, 2000).

Les hystérésis antihoraires sont, quant à elles, beaucoup moins fréquentes et les interprétations proposées varient davantage. Elles sont le plus souvent associées à des crues dont l'origine des sédiments est située à une distance importante de l'exutoire du cours d'eau, ce qui explique une augmentation tardive des concentrations en MES (Brasington et Richards, 2000 ; Steeger et al, 2004 ; Goodwin et al, 2003). Asselman (2000) et Mossa (1988, 1996) associent ces hystérésis à une alimentation en sédiments tardive et massive dans le chenal, liée à des processus d'érosion sur les versants. Williams (1989) évoque également l'éventualité de nouvelles précipitations qui se produiraient en fin de crue, provoquant alors une augmentation de la concentration en MES. Enfin, Heidel (1956, *in* Hudson, 2003) observe ce type de relation sur des bassins versants de plus grande taille, lorsque la crue s'est formée à une distance importante de l'exutoire du bassin versant, sans contribution de la partie aval. Le différentiel de vitesse entre les débits liquides et solides (plus lents) au sein du chenal provoque un pic de MES plus tardif que le pic de crues.

D'autres relations plus complexes ont également été identifiées par Williams (1989). La première correspond à la combinaison entre les crues univoques et les crues à hystérésis horaires. Cette relation n'a pas été indiquée dans la figure 5.1 car elle n'a pas été observée au cours de la période de mesure. Elle peut s'expliquer par une évolution des transferts sédimentaires corrélés au débit du cours d'eau en début et fin de crues, lorsque les débits sont faibles, et une purge des sédiments au cours des débits les plus forts de la crue. Certaines relations [MES] – débit aboutissent à des formes en 8 (fig.5.1-IV) qui correspondent à une combinaison des deux types d'hystérésis. Il existe également un certain nombre de cas plus complexes qui ne peuvent entrer dans cette typologie et dont les interprétations sont très variables.

La distinction entre les différentes classes d'hystérésis n'est cependant pas toujours aisée, et de nombreuses crues peuvent prendre une forme intermédiaire entre deux types de relations [MES] – débit. Dans ce cas, en terme de classification, c'est la forme type se rapprochant le plus de ce qui a été observé pendant la crue qui a été conservée. Néanmoins, ces formes intermédiaires traduisent le plus souvent des étapes de transition dans le fonctionnement sédimentaire du bassin versant. En terme d'interprétation, c'est donc l'évolution temporelle de ces relations qui peut permettre de comprendre les relations intermédiaires entre 2 types de relations [MES] – débit clairement identifiées dans la typologie décrite précédemment.

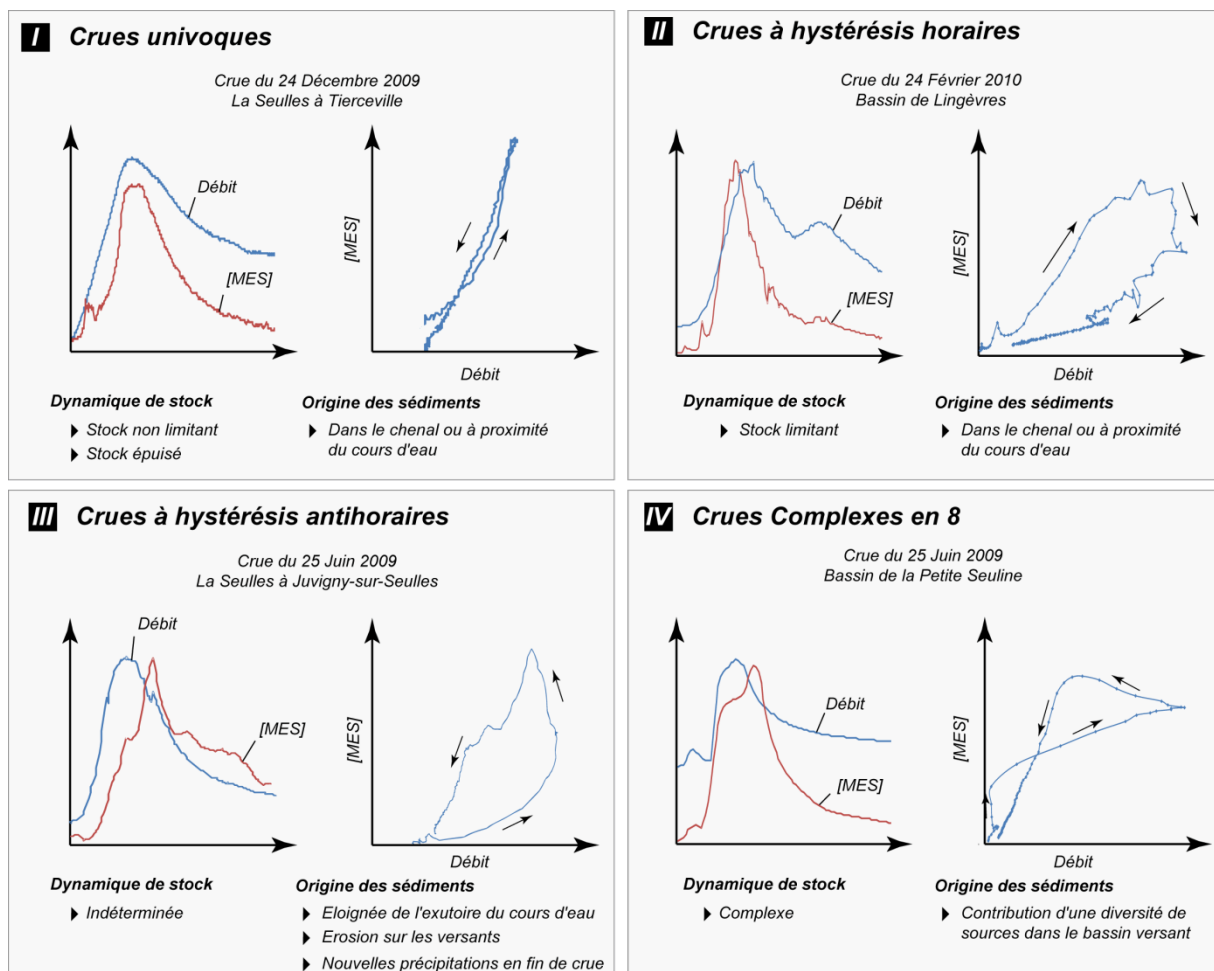


Figure 5.1 : Exemples de relations [MES] – débit, d'après la typologie de Williams (1989)

1.2. *Dynamiques de stockage et de déstockage sédimentaire dans le bassin versant de Lingèvres*

1.2.1. *Mise en évidence du rôle de la disponibilité en sédiments sur les dynamiques temporelles des transferts sédimentaires*

Sur le bassin versant de Lingèvres, les flux de MES se sont concentrés au cours des principales crues hivernales. Le débit du cours d'eau joue donc un rôle important sur les dynamiques temporelles des flux de MES. Cependant, l'évolution des débits liquides et solides cumulés entre les mois de mai 2009 et avril 2010 n'est pas linéaire (fig.5.2). En effet, ces derniers évoluent davantage sous forme de seuils successifs. Par conséquent, si les périodes de crues concentrent 95% des exportations de MES annuels, il est nécessaire de relativiser le rôle du débit sur les dynamiques temporelles de ces transferts.

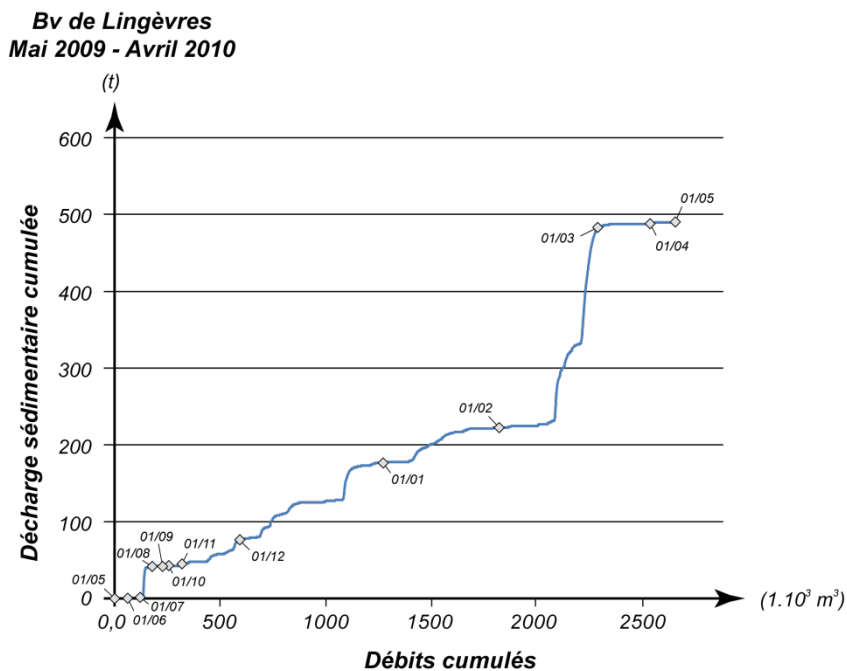


Figure 5.2 : Evolution des débits liquides et solides cumulés à l'exutoire du bassin versant de Lingèvres sur la période mai 2009 – avril 2010

De nombreux travaux mettent en avant le rôle de l'évolution de la disponibilité en sédiments au cours des crues pour expliquer cette relation non linéaire (Asselmann, 1999 ; Rodriguez Blanco et al, 2000 ; Lefrançois, 2007 ; Vongvixay, 2012). Cette évolution peut être discutée à partir de l'analyse et de l'interprétation des relations [MES] – débit qui permet d'identifier la présence d'un stockage sédimentaire dans le chenal et son évolution au cours de la crue, ou plus généralement de l'année hydrologique. Trois hypothèses ont été envisagées pour expliquer ces seuils :

- Les seuils peuvent tout d'abord s'expliquer par des hystérésis horaires. Dans ce cas, après une exportation élevée de sédiments au début de l'épisode hydrologique, la réduction progressive du volume de sédiments mobilisables par le cours d'eau limite les exportations de MES, malgré la poursuite de l'augmentation du débit du cours d'eau. Ce type de relation [MES] – débit traduirait alors un épuisement des sédiments disponibles au cours de la crue.

- Des hystérésis antihoraires peuvent également expliquer l'absence de relations linéaires entre les débits liquides et solides cumulés. Compte tenu de la distance à parcourir par les sédiments avant d'atteindre l'exutoire du bassin versant, les exportations en MES les plus élevés se déroulent en fin de crue. Les seuils pourraient alors traduire une contribution importante des versants ou des extrémités amont du bassin versant.
- Enfin, les seuils peuvent s'expliquer par une relation [MES] - débit univoque non linéaire, de forme exponentielle. Les stocks sédimentaires ne seraient alors pas limitants ou seraient épuisés.

L'analyse des relations [MES] – débit au cours des périodes de crues doit permettre maintenant de discuter chacune de ces hypothèses.

1.2.2. Analyse des relations [MES] - débit

D'un point de vue général, l'observation des relations [MES] – débit montre que les crues dites « univoques » sont les plus représentées au cours de l'année hydrologique. Elles représentent 57% des 51 crues observées sur la période mai 2009 – avril 2010 sur le bassin versant de Lingèvres (fig.5.3). Ces dernières se produisent principalement au cours de l'hiver ou de l'automne et, plus secondairement, en période printanière et estivale. Les crues à hystérésis horaire n'ont été observées qu'à 7 reprises, soit 14% des crues, uniquement en période automnale et hivernale. A l'inverse, 10% des crues se caractérisent par des hystérésis antihoraires (5 crues), en période estivale et au début de l'automne. Enfin, 19% des crues ont présenté des hystérésis complexes.

	<i>Printemps</i>	<i>Eté</i>	<i>Automne</i>	<i>Hiver</i>
<i>Hystérésis horaires</i>	0	0	3	4
<i>Hystérésis anti-horaires</i>	2	1	2	0
<i>Univoques</i>	5	3	10	11
<i>Complexes</i>	2	3	3	2

Figure 5.3 : Répartition saisonnière des relations [MES] – débit sur la période Mai 2009 – Avril 2010, bassin versant de Lingèvres

Afin d'identifier les facteurs responsables des relations [MES] - débit observées sur le bassin versant de Lingèvres, nous avons réalisé une Analyse en Composantes Principales (ACP) sur l'ensemble des crues mesurées au cours de la période de mesure. Elle a pour objectif de décrire de manière synthétique le positionnement des crues au regard de leurs facteurs de contrôle. Cette ACP est effectuée sur la base d'un échantillon de 51 crues, et de 11 variables susceptibles d'influencer la formation des crues et leur intensité. Nous avons ainsi pris en compte des variables relatives aux caractéristiques des précipitations telles que le volume (P) et l'intensité maximale des précipitations sur 10 minutes (I_{\max}). Les caractéristiques de la pluviométrie précédant la crue ont également été prises en compte, soit les pluies tombées sur 1, 3 et 7 jours antérieurs à la crue (P_{h-24} , P_{h-72} et P_{h-168}). Enfin, des variables caractérisant la crue et son intensité ont été incluses dans l'analyse. Il s'agit du débit maximum de la crue (Q_{\max}) ainsi que le débit précédant la crue sur 6 et 24h et sur 3, 7 et 15 jours (Q_{h-6} , Q_{h-24} , Q_{j-3} , Q_{j-7} et Q_{j-15}).

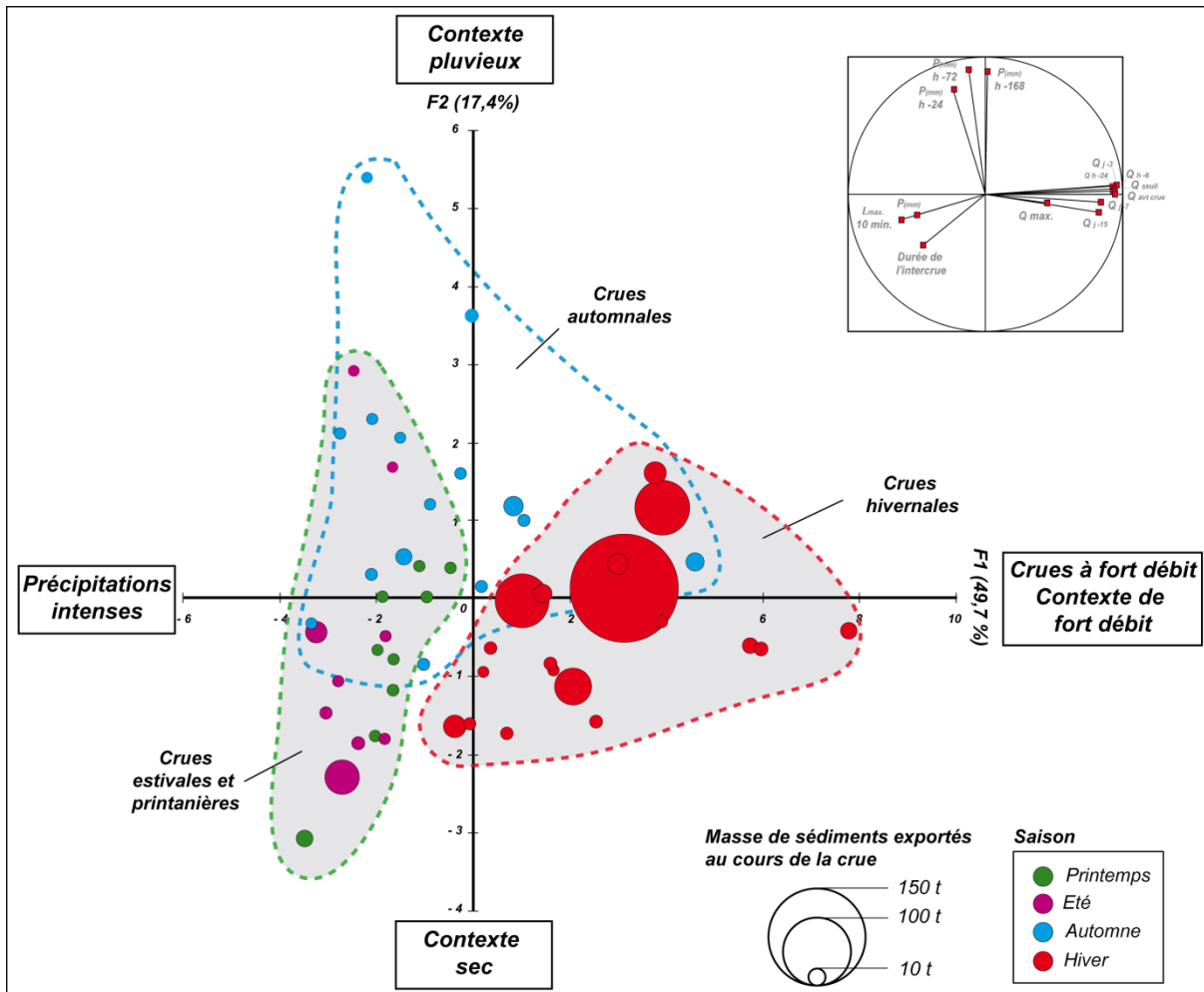


Figure 5.4 : Projection des crues au regard du positionnement des variables sur les axes F1 et F2, bassin versant de Lingèvres ($F1+F2 = 67,1\%$ de l'inertie totale).

Les résultats de l'ACP montrent une première opposition entre l'axe F1 (42,7%) qui regroupe l'ensemble des variables relatives au débit précédant la crue, et l'axe F2 (17,4%) qui définit davantage le pluviométrie antérieure à la crue. Le cercle des corrélations montre ainsi trois groupes de variables associées au débit, aux caractéristiques météorologiques précédant la crue et aux caractéristiques intrinsèques de la crue. Le positionnement des crues sur le plan factoriel F1-F2 permet donc d'opposer sur l'axe F1 les crues se déroulant à la suite d'un fort débit initial à celles se déroulant à la suite d'un débit initial plus faible. L'axe F2 oppose quant à lui les crues se déroulant dans une ambiance pluvieuse à celles se déroulant dans sans précipitations préalables importantes (fig.5.4). La projection des crues sur le plan factoriel F1-F2 permet donc de caractériser le contexte dans lequel se produisent les crues au cours de l'année hydrologique.

La projection des crues classées par saison⁵ sur le plan factoriel F1-F2 montre tout d'abord que les crues observées au cours du printemps et de l'été se déroulent sans précipitation préalables et avec un faible débit initial. Ces crues sont corrélées aux précipitations importantes à la fois en terme de volume et d'intensité. Les exportations de MES restent cependant très réduits en dehors de quelques épisodes majeurs ponctuels. A l'inverse, les crues hivernales, qui concentrent les transferts sédimentaires les plus forts, se déroulent dans un contexte de débits

⁵ La délimitation des groupes sur l'ACP a été établie de manière empirique pour en faciliter la lecture.

plus élevés. L'ambiance pluviométrique décrite sur l'axe F2 ne permet toutefois pas de discriminer clairement les crues, notamment celles présentant les transferts sédimentaires les plus forts. Durant l'hiver, les crues sont davantage structurées par les débits (axe F1) et une pluviométrie antérieure particulièrement marquée (cf. structuration sur l'axe F2) ne semble pas nécessaire pour engendrer une crue. En automne, les crues sont davantage associées à un contexte pluvieux marqué. L'automne apparaît cependant comme une période de transition entre le fonctionnement hydrologique estival et hivernal du bassin versant. En effet, le positionnement des crues observées en fin d'automne se rapproche peu à peu de celui des crues hivernales.

Comme on pouvait s'y attendre, le positionnement des crues sur le plan factoriel F1-F2 met en avant de manière implicite l'évolution saisonnière des relations pluies – débits au cours de l'année hydrologique. Au printemps et en été, seules les précipitations importantes et intenses sont susceptibles d'engendrer une crue. En automne, le seuil de déclenchement des épisodes de crues se réduit progressivement et les débits de pointe sont de plus en plus élevés. A la fin de l'automne et au début de l'hiver, la saturation des sols favorise la formation de surplus hydrologiques. De faibles précipitations suffisent alors à provoquer un épisode de crue. Ces observations confirment donc ce qui avait été présenté au cours du chapitre précédent. Elles ne permettent pas cependant de discriminer les crues provoquant de forts transferts sédimentaires des autres crues, ni de différencier les relations [MES] – débit les unes des autres.

Le positionnement des variables selon les axes F1 et F3 permet pourtant d'aller au-delà d'une description de l'évolution saisonnière des relations pluies – débits déjà clairement établie. Ces axes opposent sur l'axe F1 (49,7%) les variables relatives au débit précédant la crue, aux variables représentant les caractéristiques pluviométriques déclenchant la crue (P et I_{\max}) et l'intensité de la crue (Q_{\max}) sur l'axe F3 (11,1%).

◆ *Dynamiques sédimentaires du bassin de Lingèvres en période printanière et estivale :*

La projection des crues sur le plan factoriel F1-F3 permet de mieux discriminer deux sous-ensembles de crues au cours du printemps et de l'été. Le premier correspond aux crues de forts débits, consécutives à des précipitations très intenses, avec des cumuls pluviométriques élevés. Les autres crues printanières et estivales correspondent à des précipitations moins importantes et moins intenses, dont le débit de pointe est beaucoup plus réduit.

Ces deux ensembles de crues se distinguent également par deux types de relations [MES] – débit. La majorité des petite crues (62%) ont été associées à des relations [MES] – débit univoques (fig.5.5.1). Au cours de ces crues, les débits restent faibles. Cependant, malgré des capacités de transport assez faibles, les concentrations en MES sont élevées : de 1 à 2 g.L⁻¹ en général. Ce type de relation souligne donc que les stocks sédimentaires mobilisables sont importants et ne sont pas limitants au cours de la crue.

A l'inverse, lors des épisodes orageux les plus marqués, les 26 mai 2009, 2 juillet 2009 et 10 juin 2010, les relations [MES] – débit ont été complexes (5.5.2). Ces dernières se caractérisent dans un premier temps par une hystérésis horaire, puis se poursuivent par une nouvelle augmentation des concentrations en MES en phase de décrue formant une hystérésis antihoraire. Durant ces crues, les débits ont été nettement supérieurs, de l'ordre de 1 m³.s⁻¹. Les concentrations enregistrées ont été extrêmement élevées, pouvant atteindre jusqu'à 6 g.L⁻¹. La combinaison de ces deux hystérésis traduit donc d'abord la purge complète des stocks

sédimentaires déposés dans le chenal. Le volume important de sédiments mobilisable explique la concentration très élevée en MES. Ce dernier devient alors limitant. Une seconde source sédimentaire localisée à une distance plus importante de l'exutoire du cours d'eau provoque ensuite une nouvelle augmentation des concentrations en MES en phase de décrue. Cette source peut être localisée sur les versants ou au niveau des zones amont du bassin versant qui ne sont drainées que temporairement en période estivale. Durant ces crues, on observe donc un découplage entre le déstockage de sédiments présents dans le chenal du cours d'eau et la réponse plus tardive des versants ou des zones amont du bassin versant.

Au bilan, les saisons printanières et estivales se caractérisent par une période durant laquelle les stocks sédimentaires sont importants, comme le montrent les concentrations observées au cours des différents épisodes hydrologiques. Les petites crues univoques traduisent une remobilisation partielle des stocks présents dans le chenal du cours d'eau. Cependant, cela ne signifie pas pour autant l'absence de contribution des versants durant ces crues. Des processus de ruissellement sur les versants ont d'ailleurs été observés sur le terrain au cours de ces épisodes. Néanmoins, il est fort probable que la majorité des sédiments produits sur les versants par des processus de ruissellement érosif ne puissent pas être exportés directement du bassin versant, et soient stockés de manière temporaire dans le chenal du cours d'eau. Ainsi, au-delà d'une simple purge partielle des sédiments stockés dans le chenal du cours d'eau, il semble que ces crues contribuent dans le même temps à alimenter ou reconstituer le stock sédimentaire présent dans le chenal. La contribution de ces petites crues univoques dans le bilan sédimentaire annuel du bassin versant reste cependant limitée (0,5% entre mai 2009 et avril 2010).

Plus ponctuellement, une purge plus importante des stocks de MES a été observée au cours des épisodes orageux les plus intenses. C'est uniquement durant ces épisodes qu'une contribution des versants est observée à l'exutoire du bassin. Seuls les épisodes orageux majeurs permettent en période estivale d'exporter, sans stockages intermédiaires dans les chenaux, des sédiments produits sur les versants. La contribution de ces crues est d'ailleurs plus notable. Elle a été estimée à 9,5% au cours de la période de mesure.

◆ *Dynamiques sédimentaires du bassin de Lingèvres en période automnale et hivernale :*

La projection des crues sur les axes F1 et F2 avait montré que les seuils pluviométriques de formation des crues étaient beaucoup plus faibles que le reste de l'année. Cela ne permettait toutefois pas de dissocier les fortes crues des faibles crues. Le positionnement des crues sur le plan factoriel F1-F3 permet de mieux discriminer ces crues. Les petites crues hivernales sont situées dans la partie basse du plan factoriel. Ces dernières ont été fréquentes et ont majoritairement donné lieu à des relations [MES] - débit univoques. Leur contribution dans le volume de sédiments exportés du bassin versant reste cependant assez modeste (20%) compte tenu du nombre de crues observé. Durant ces crues, soit le stock sédimentaire n'a pas été limitant, soit il était déjà épuisé. Seule une de ces crues (13/01/2010) a donné une hystérésis horaire montrant que le stock sédimentaire est épuisé (fig.5.5).

Les principales crues hivernales peuvent, quant à elles, être scindées en deux sous-ensembles. Un premier correspond aux crues présentant les transferts sédimentaires les plus importants. Cet ensemble ne regroupe que 4 crues, mais concentre 65% des transferts sédimentaires annuels. Chacune de ces crues a donné lieu à une hystérésis horaire attestant donc d'une vidange complète des stocks de MES au cours de chaque crue.

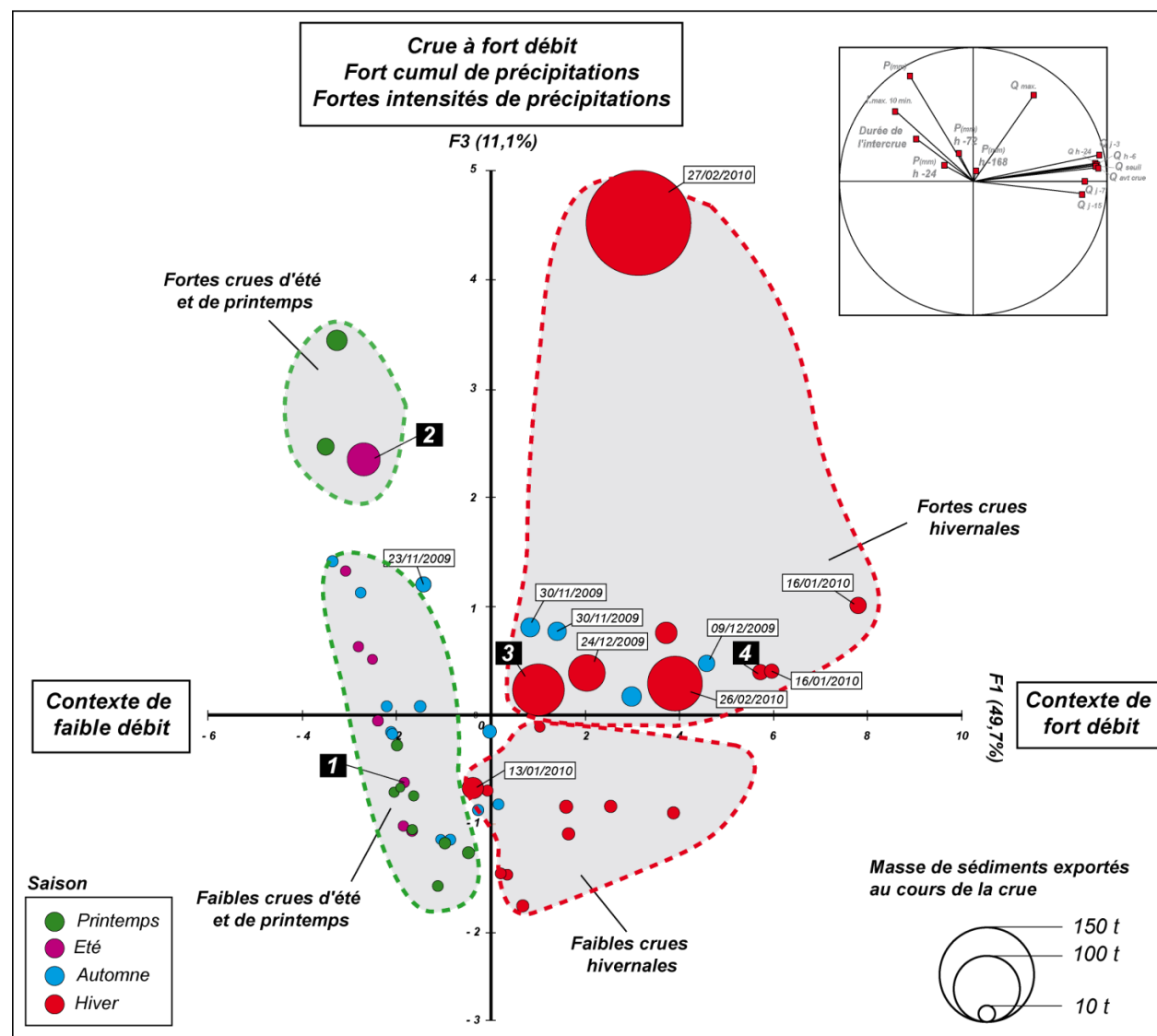
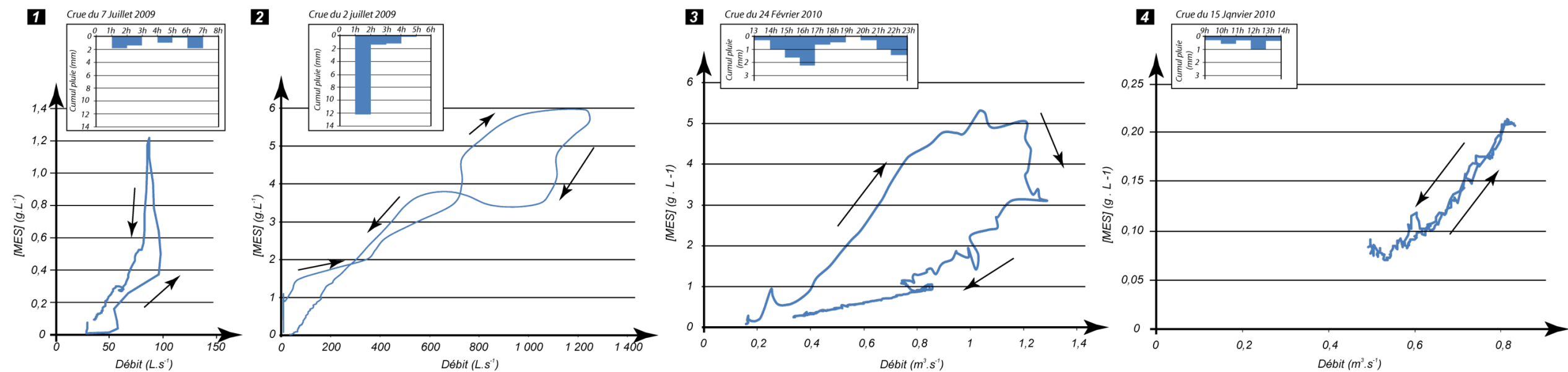
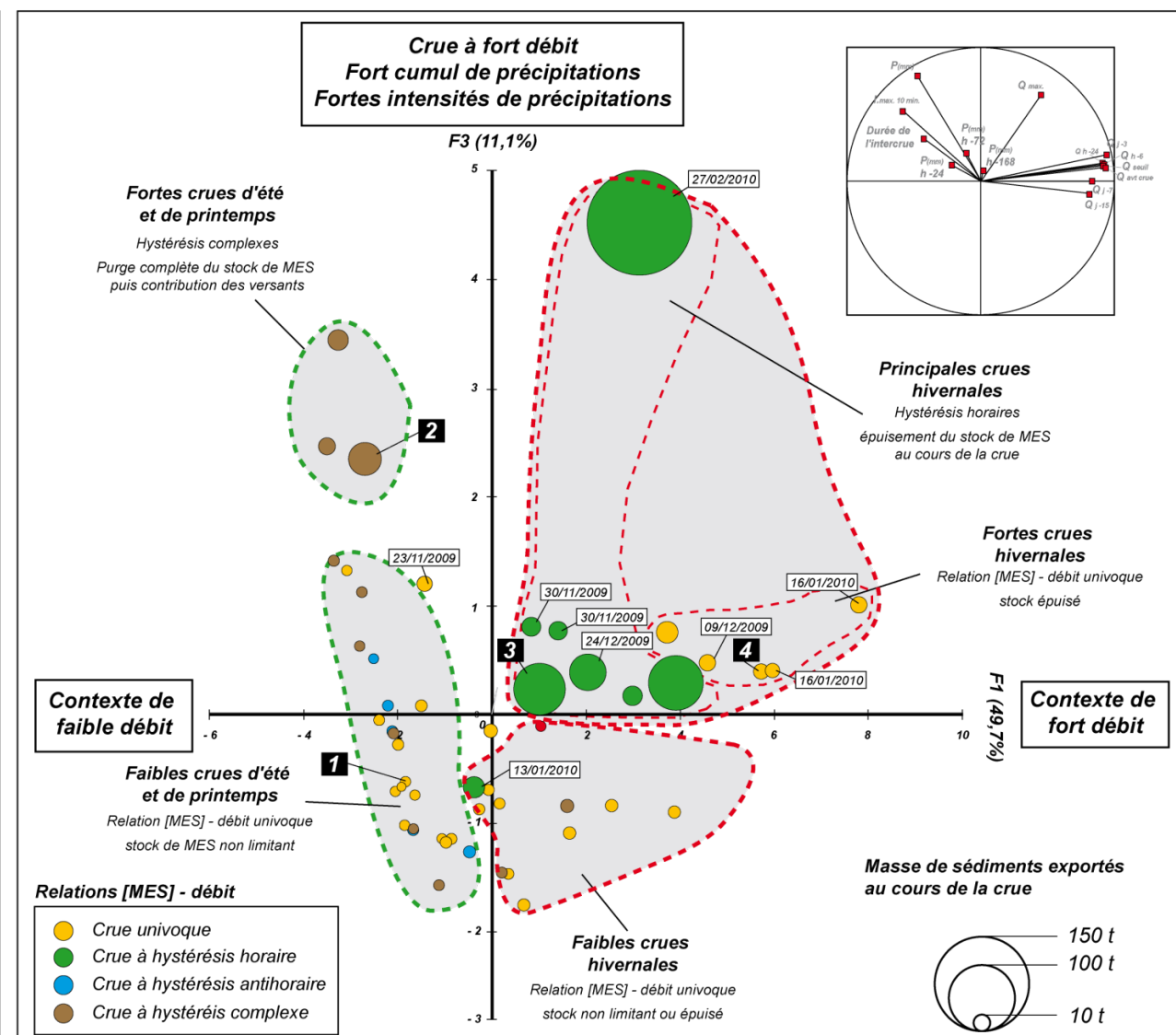
A Projection des crues sur le plan factoriel F1 - F3. Crues classées par saison

B Projection des crues sur le plan factoriel F1 - F3. Crues classées par type de relation [MES] - débit


Figure 5.5 : Projection des crues au regard du positionnement des variables sur les axes F1 et F3 (F1+F3 = 60,8% de l'inertie totale), bassin versant de Lingèvres.

Enfin, d'autres crues ont présenté des débits élevés, mais n'ont pas provoqué d'exportations de MES aussi intenses que dans le premier sous-ensemble. Le positionnement de ces crues sur le plan factoriel montre tout d'abord que ces dernières se déroulent dans un contexte de débit particulièrement élevé, ce qui laisse supposer qu'il s'agit de crues successives déclarées alors même que la précédente n'était pas terminée. Ces crues ont, en outre, été systématiquement associées à des relations [MES] – débit univoques. Au vu de ces arguments, il est fortement probable que le stock sédimentaire ait été préalablement épuisé au cours des crues précédentes, ce qui pourrait expliquer le fait que, malgré des capacités de transport élevées, les flux des MES enregistrés soient restés limités.

Les crues automnales apparaissent plus disséminées sur le plan factoriel. Durant cette saison, aucune logique d'organisation des relations [MES] - débit n'a pu être observée. Il est donc difficile de proposer des conclusions quant aux dynamiques sédimentaires observées au cours de cette saison. Ceci s'explique sans doute par le fait que l'automne est une période de transition entre le fonctionnement sédimentaire estival et hivernal du bassin versant. Il convient également de garder à l'esprit que l'ACP présente des limites dans l'interprétation des relations complexes d'un système. Cette dernière positionne en effet sur le plan factoriel chacun des individus sans prendre en compte la dimension temporelle. Or, en période de transition, les individus « crues » sont largement liés entre eux. Il nous a semblé important de réintégrer la temporalité en positionnant l'ensemble des relations [MES] – débit observées au cours des mois de novembre, décembre 2009 et janvier 2010 au sein d'un même graphique (fig.5.6).

Sur cette figure, on observe qu'en début d'automne, le débit du cours d'eau et les concentrations en MES augmentent progressivement. Tant que le stock de sédiments n'est pas limitant, les crues observées présentent des relations [MES] – débit univoques. C'est le cas de la crue du 23 novembre 2009. Lorsque le stock devient limitant, on observe classiquement des crues à hystérésis horaires. C'est le cas des crues suivantes, datées du 3 et 28 novembre, 6 et 24 décembre 2009. Le débit ayant augmenté petit à petit au cours de l'automne 2009, le stock sédimentaire ne s'est purgé que progressivement. En effet, l'accroissement du débit au cours de l'automne et de l'hiver provoque une augmentation de la capacité de transport du cours d'eau et de la hauteur d'eau dans le chenal, ce qui permet la mobilisation de certains stocks sédimentaires qui n'étaient jusqu'à présent pas mobilisables par le cours d'eau. Ceci explique que des hystérésis horaires aient été observées à chaque crue atteignant une gamme de débit supérieure à ce qui avait été observé auparavant, depuis le début de l'automne. Une fois les stocks sédimentaires purgés, l'ensemble des crues suivantes présente une relation [MES] – débit univoque qui décroît progressivement. Le stock sédimentaire est alors épuisé. C'est ainsi le cas des crues du 7 et 9 décembre 2009 puis du 15 et 16 Janvier 2010. Cette observation confirme donc les hypothèses posées précédemment afin d'expliquer la différence entre les crues importantes hivernales à fort transfert de MES et les fortes crues hivernales à faible transfert. La transition entre les crues à hystérésis horaire et les crues univoques est cependant progressive, comme le montrent les crues du 7 et du 9 décembre 2009 où la vidange des stocks sédimentaires ne se fait que progressivement. De fait, si la phase de montée de crue favorise l'exportation et la purge des sédiments situés dans le chenal du cours d'eau, la phase de décrue favorise la reconstitution d'un stock sédimentaire qui ne sera exporté du bassin versant que lors de la crue suivante (Asselmann, 2000). Une exception a cependant été observée : en cas de longues périodes d'intercrues, un stock sédimentaire peut se reconstituer et conduire à la formation d'une hystérésis horaire lors de la crue suivante. La période comprise entre le 6

décembre 2009 et le 16 janvier 2010 en est une très bonne illustration. Ceci permet alors d'expliquer l'hystérésis horaire observée lors de la crue du 13 janvier 2010.

Relation [MES] - Débit, hiver 2009-2010

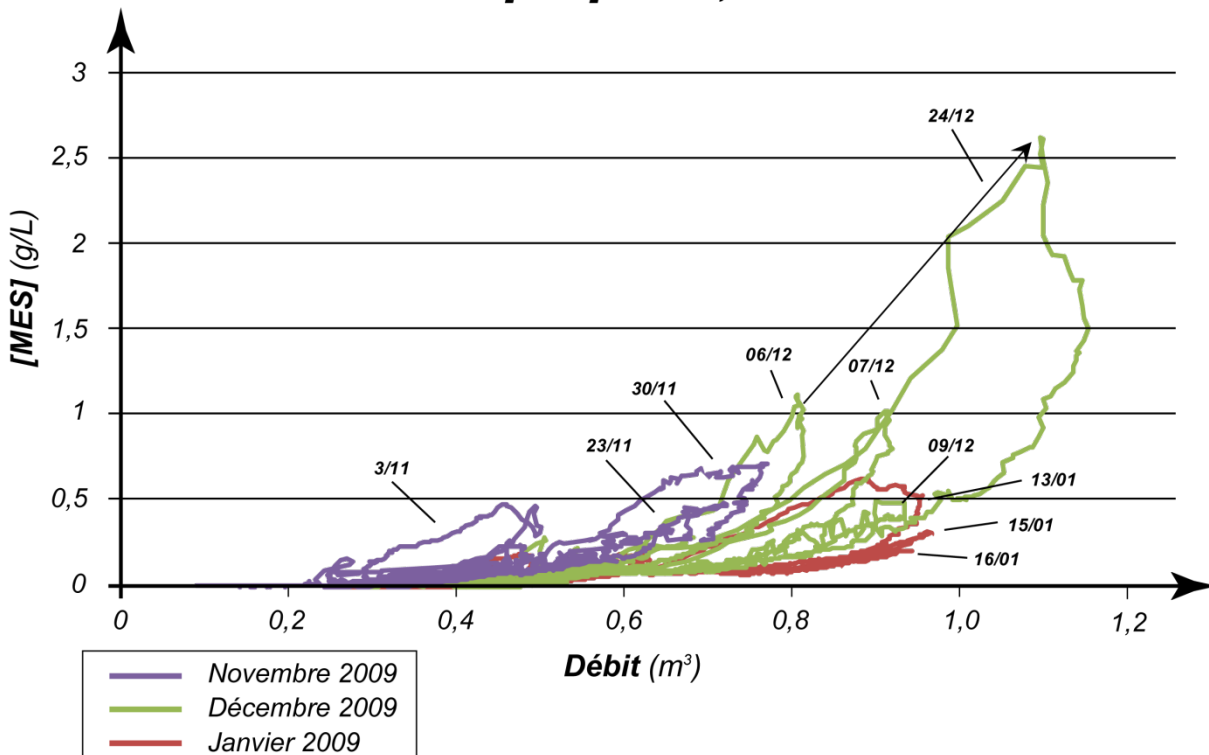


Figure 5.6 : Relations [MES] – débit en période de crue au cours des mois de novembre 2009 et décembre 2010

L'intégration de la dimension temporelle est donc un élément important de compréhension des dynamiques sédimentaires d'un bassin versant, notamment en période automnale. On observe clairement, sur le bassin versant de Lingèvres, une dynamique de déstockage progressif lors de l'automne des sédiments déposés au cours du printemps et de l'été. La temporalité de la purge suit l'augmentation progressive des débits. Une fois le stock disponible épuisé, caractérisé par des crues à hystérésis horaires, les flux de MES exportés du bassin versant se réduisent et se traduisent par des crues univoques. Ces éléments permettent ainsi d'expliquer l'hétérogénéité des contributions de chacune des classes d'hystérésis. En effet, les crues à hystérésis horaires qui ne sont observées qu'à 4 reprises en hiver représentent finalement 65% des transferts sédimentaires annuels, alors que les crues univoques, les plus fréquemment observées, ne représentent que 20% des transferts sédimentaires annuels. La majorité des exportations de MES lors des crues à hystérésis horaires est un facteur explicatif fort de l'évolution sous forme de seuils des débits liquides et solides cumulés identifiés sur la figure 5.2.

A l'échelle du bassin versant de Lingèvres, on observe donc une dynamique de stockage puis de déstockage des sédiments au cours de l'année hydrologique. Cette dernière se caractérise par une phase de constitution d'un stock de MES au cours du printemps et de l'été. Durant cette période, les débits plus faibles et les crues moins fréquentes limitent les exports sédimentaires alors que dans le même temps, les petits épisodes ruisselant sur les versants et la dégradation des berges, notamment par le pâturage, favorisent le dépôt de MES dans le chenal du cours d'eau. Au cours du printemps et de l'été, seules les crues liées à des épisodes pluvieux

importants et très intenses sont susceptibles de rendre limitant le stock de sédiments du bassin versant, les épisodes plus habituels ne permettant que la remobilisation partielle des stocks sédimentaires constitués. Le début des pluies automnales, qui provoquent l'augmentation progressive du débit du cours d'eau, marque la fin de la phase de constitution des stocks sédimentaires et le début de la purge progressive de ces derniers. Cette purge ne se fait pas nécessairement au cours d'une crue unique et se poursuit, pour l'année hydrologique 2009-2010, jusqu'au cours du mois de décembre. Tant que le stock sédimentaire n'est pas limitant, des relations [MES] - débit univoques sont observées. Une fois les stocks sédimentaires intégralement purgés, les concentrations observées au cours des crues suivantes se réduisent et il faut attendre des épisodes pluviométriques beaucoup plus intenses et longs pour observer une réelle augmentation des concentrations en MES.

Bilan :

Bv de Lingèvres

Mai 2009 - Avril 2010

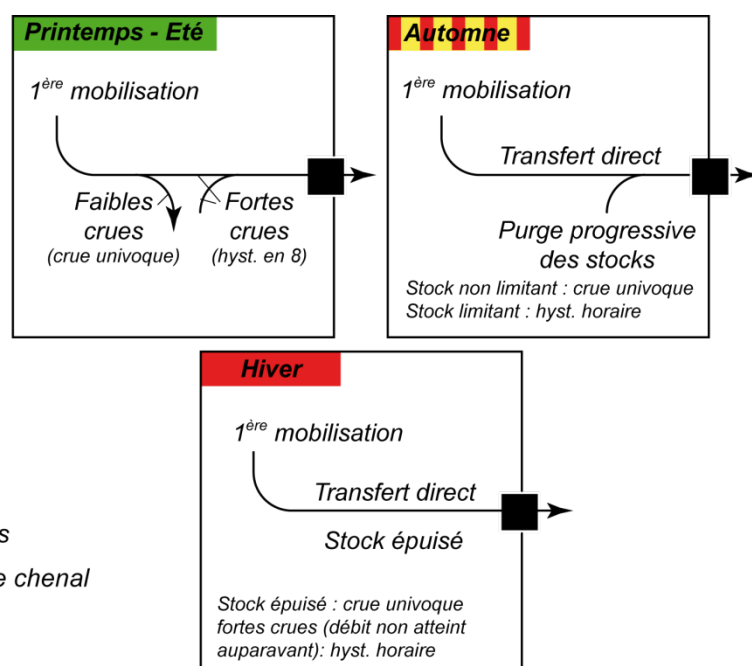
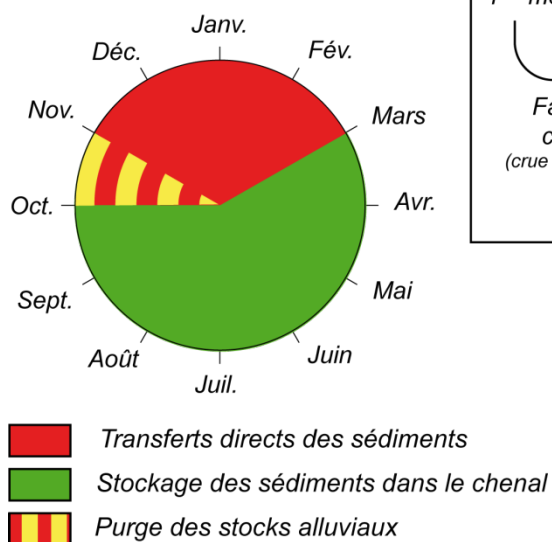


Figure 5.7 : Synthèse des dynamiques et temporalités des transferts sédimentaires sur le bassin versant de Lingèvres

1.3. Le cas du bassin versant de la Petite Seuline

1.3.1. Des transferts sédimentaires très corrélés au débit du cours d'eau

Le chapitre précédent a montré que le bassin versant de la Petite Seuline présente un fonctionnement assez différent de celui de Lingèvres. Les transferts sédimentaires y sont moins corrélés aux périodes de crues, et le bruit de fond continu représente à l'échelle annuelle plus de 20% des volumes de sédiments exportés du bassin. Contrairement à ce qui était observé précédemment, on note ici une relation beaucoup plus linéaire entre les débits liquides et solides, en dehors de certaines crues, au printemps 2009 ou au début de février 2010 où cette dernière évolue davantage sous la forme de seuils (fig.5.8). Le débit du cours d'eau semble donc une variable explicative plus forte des flux de MES dans le bassin versant. Ceci peut en partie s'expliquer par l'importance des transferts réalisés sous la forme de bruit de fond observé en

période de crue. En effet, durant ces épisodes, le débit peut rester élevé plus de 10 jours durant lesquels les concentrations sont couramment comprises entre 0,01 et 0,03 g.L⁻¹.

Bv de la Petite Seuline

Mai 2009 - Avril 2010

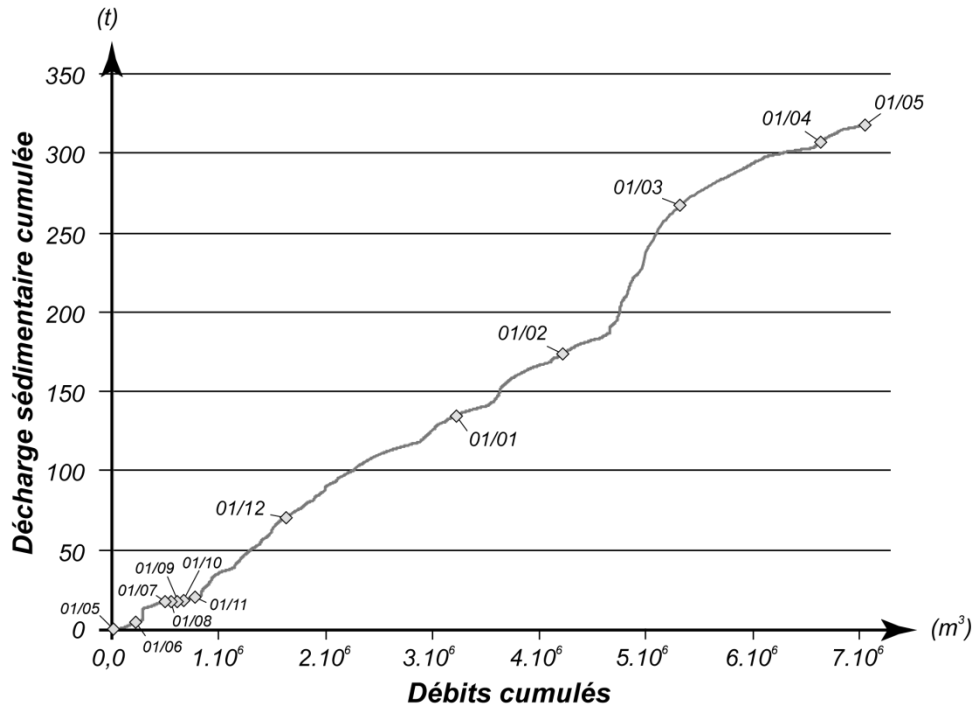


Figure 5.8 : Evolution cumulée des débits liquides et solides à l'exutoire du bassin versant de la Petite Seuline sur la période mai 2009 – avril 2010

Dès lors, si les transferts sédimentaires sont fonction du débit, deux hypothèses peuvent être envisagées :

- La relation globalement linéaire peut, en premier lieu, être expliquée par un stock sédimentaire très important qui ne serait jamais limitant au cours de l'année. Dans ce cas, des processus d'érosion et de dégradation des berges généralisés doivent être observés sur le bassin versant. Il pourrait également s'agir d'une contribution indirecte issue des versants dont les sédiments auraient été temporairement déposés dans le chenal du cours d'eau puis exportés du bassin versant lors des crues automnales et hivernales. Si cette hypothèse est vérifiée, des relations [MES] - débit univoques devraient être identifiées.
- Il est aussi envisageable qu'aucun stock de MES ne puisse se former dans le chenal. En effet, positionnée très en amont du bassin versant de la Seulles, la Petite Seuline présente un profil en long très marqué qui favorise des puissances spécifiques élevées. Les conditions ne sont donc pas favorables à la constitution de dépôts de MES dans le chenal. Les sédiments produits résulteraient alors d'une érosion progressive et continue du chenal. En période de crues, des relations [MES] - débit univoques devraient alors également être relevées, mais cette fois-ci avec des concentrations en MES très faibles.

Plus ponctuellement, les quelques seuils observés sont susceptibles de montrer un épuisement temporaire des stocks de sédiments disponibles. Des hystérésis horaires devraient alors être observées. Une reconstitution importante des stocks sédimentaires en cours d'hiver

est cependant peu probable, compte tenu de la durée très limitée des périodes d'intercrues. Ces seuils peuvent également attester de la contribution des versants ou des extrémités amont du bassin versant. Ce sont alors des crues à hystérésis antihoraires qui devraient être relevées.

1.3.2. Analyse des relations [MES] – débit

L'identification des relations [MES] – débit à l'échelle annuelle et saisonnière (fig.5.9) met en avant plusieurs éléments de discussion. Tout d'abord, près d'une crue sur deux présente une relation univoque. Ces dernières représentent 68% des transferts sédimentaires réalisés en période de crue sur le bassin versant, ce qui explique la relation presque linéaire observée entre les débits liquides et solides cumulés. Aucune hystérésis horaire n'a été identifiée au cours de la période de mesure. L'hypothèse de l'épuisement des stocks sédimentaires au cours de l'hiver n'est donc vraisemblablement pas à retenir. Plus étonnant, on observe ensuite que 31% des crues ont donné lieu à une hystérésis antihoraire. Ces dernières ont représenté 20% des transferts sédimentaires réalisés en période de crue et se sont réparties principalement à l'automne et plus secondairement en hiver. Ces crues laissent donc supposer une contribution des versants ou des bassins versants situés les plus en amont. Enfin, les relations complexes n'ont été relevées que dans 20% des cas, au cours de la période estivale, mais elles ne représentent que 10% des flux de MES mesurés en période de crue. Les relations [MES] – débit présupposées sont donc confirmées. Ces éléments ne permettent cependant pas de statuer sur l'existence de stocks sédimentaires temporaires dans le chenal du cours d'eau.

	<i>Printemps</i>	<i>Eté</i>	<i>Automne</i>	<i>Hiver</i>
<i>Hystérésis horaires</i>	0	0	0	0
<i>Hystérésis anti-horaires</i>	1	2	10	4
<i>Univoques</i>	3	1	9	14
<i>Complexes</i>	4	3	3	1

Figure 5.9 : Répartition saisonnière des relations [MES] – débit, Mai 2009 – Avril 2010 sur le bassin versant de la Petite Seuline

Afin d'identifier les facteurs responsables des relations [MES] – débit et de discuter chacune des hypothèses précédemment posées, nous avons de nouveau réalisé une ACP sur l'ensemble des crues mesurées sur le bassin. Cette ACP est réalisée sur la base d'un échantillon de 55 crues et reprend les 11 variables testées sur le bassin versant de Lingèvres.

Les résultats de l'ACP montrent une première opposition entre l'axe F1 (54,2%), qui regroupe l'ensemble des variables relatives au contexte de débit précédant la crue, et l'axe F2 (16,8%) qui définit davantage la pluviométrie précédant la crue. Le positionnement des crues, sur le plan factoriel F1-F2, permet donc d'opposer sur l'axe F1 les crues se déroulant dans un contexte de fort débit à celles se déroulant dans un contexte de débit plus faible. L'axe F2 oppose quant à lui les crues se déroulant dans un contexte pluvieux à celles se déroulant dans un contexte sec (fig.5.10). La projection des crues sur le plan factoriel F1-F2 permet donc de caractériser l'évolution du contexte dans lequel se produisent les épisodes de crues au cours de l'année hydrologique. L'axe F3 discrimine davantage les intensités et cumuls de précipitations

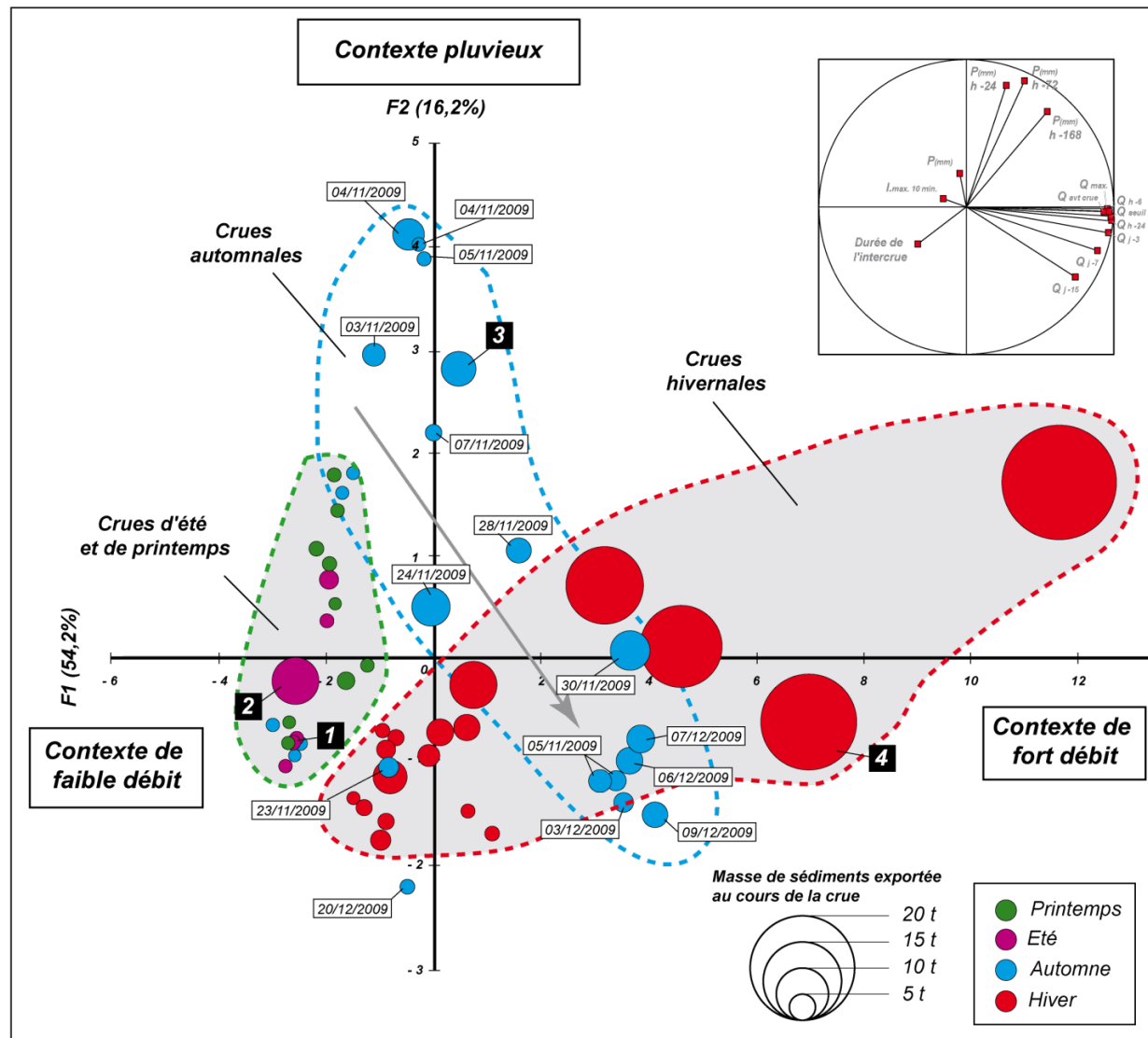
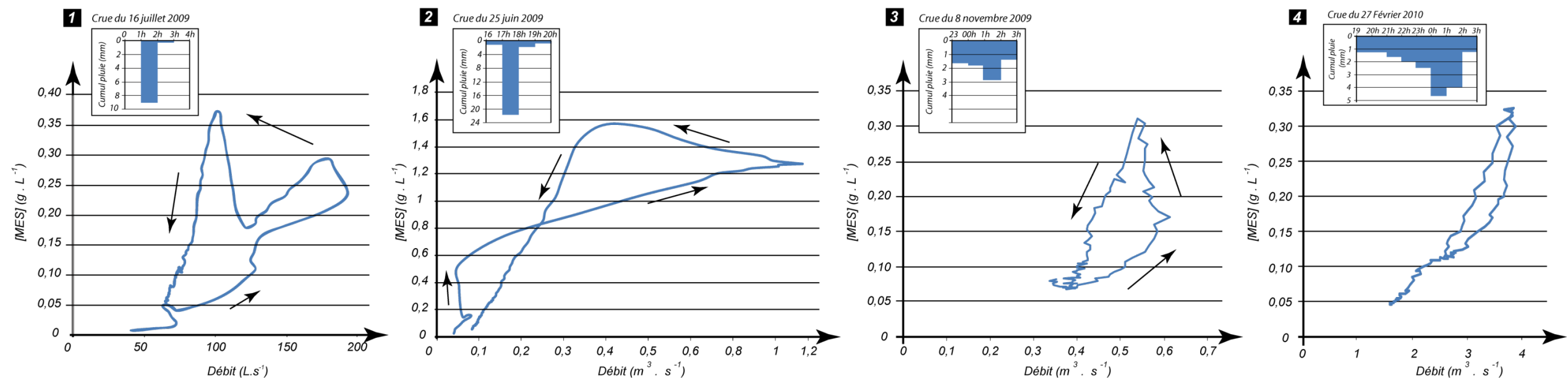
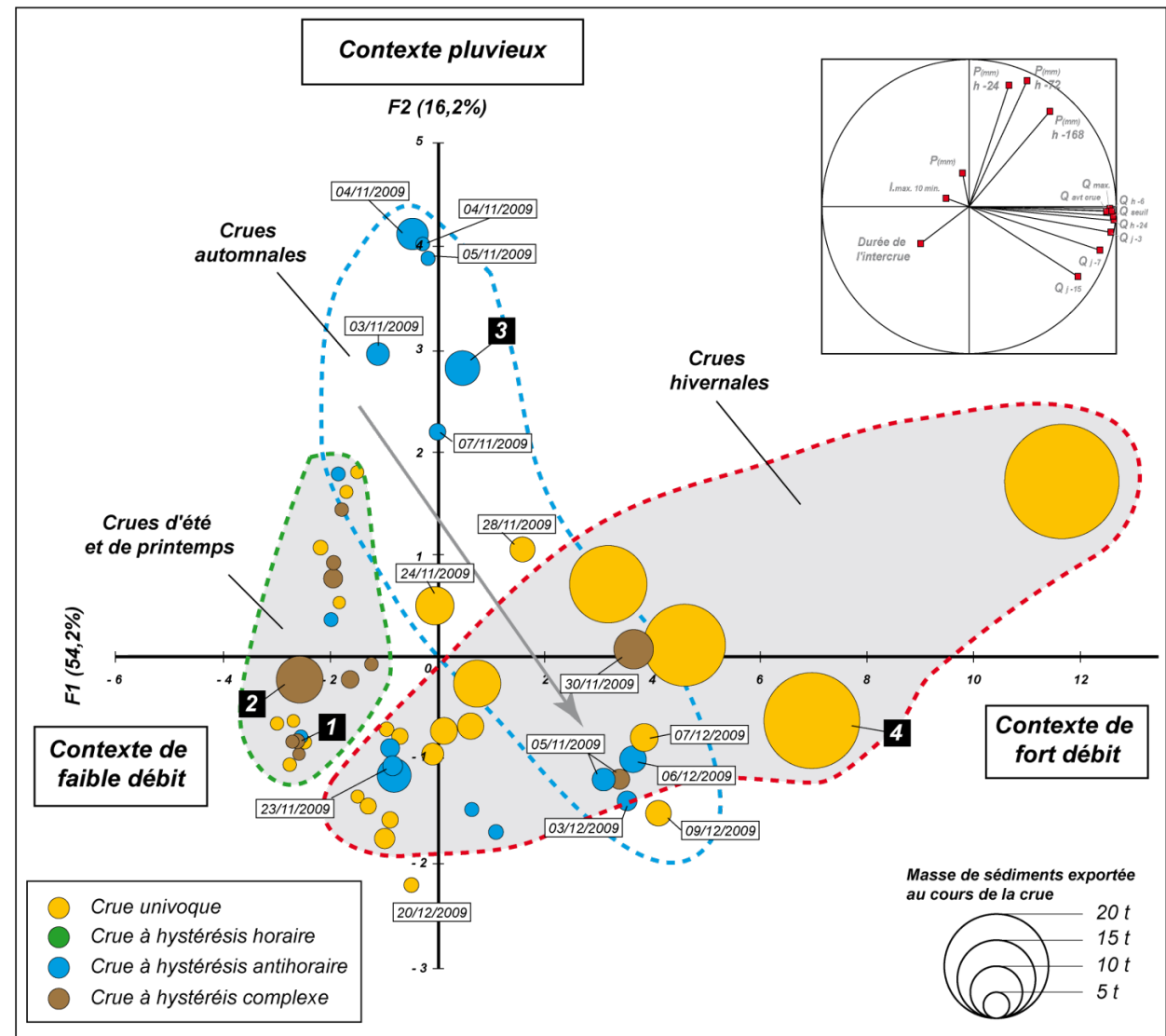
nécessaires au déclenchement de la crue (P et I_{\max}). Il permet donc de mieux évaluer l'impact des précipitations déclenchant les crues vis-à-vis du contexte hydrologique et pluviométrique.

◆ *Dynamiques sédimentaires du bassin de la Petite Seuline en période printanière et estivale*

Au printemps et en été, le positionnement des crues sur le plan factoriel F1-F2 montre sans surprise que les épisodes hydrologiques se déroulent dans un contexte sec et de faible débit (fig.5.10). Les transferts de MES sont faibles, en dehors du cas plus exceptionnel de la crue du 26 juin 2009 au cours de laquelle les exportations de MES ont été bien plus élevées (7t). Cet épisode ne se distingue pas clairement des autres sur le plan factoriel F1-F2. Il apparaît cependant plus clairement sur le plan factoriel F1-F3 où la crue du 26 juin 2009 est associée à des volumes et des intensités de précipitations très élevés (fig.5.11). La saisonnalité des crues sur le bassin versant de la Petite Seuline est donc semblable à celle observée sur le bassin versant de Lingèvres. Elle se caractérise par des transferts de MES réduits au cours du printemps et de l'été, en dehors de quelques épisodes orageux exceptionnels au cours desquels les transferts de MES sont beaucoup plus significatifs.

Les relations [MES] – débit complexes ont été les plus couramment relevées au cours de ces saisons. Elles représentent respectivement 50% des crues printanières et estivales intégrées dans l'ACP. Ces dernières ne suivent pas la structuration des axes factoriels, ce qui ne permet pas de distinguer de sous-ensembles différents. Les relations [MES] – débit complexes se caractérisent par une forme globale en hystérésis antihoraire marquée par 2 pics qui caractérisent l'intervention de 2 sources sédimentaires (fig.5.10.1). Le premier correspond à un début de relation univoque et pourrait attester de la remobilisation partielle de stocks situés dans le chenal du cours d'eau. Le second pourrait être davantage associé à une source plus éloignée de l'exutoire du bassin versant, sur les versants ou dans les bassins versants élémentaires. Ce type d'hystérésis a été observé pour 6 crues complexes sur 7. Au cours de ces dernières, les concentrations en MES sont restées peu élevées. Elles ont été comprises entre 0,2 et 0,8 g.L⁻¹. La dernière relation complexe correspond à la crue du 26 juin 2009, qui fait suite au passage d'une cellule orageuse au cours de laquelle les précipitations ont été particulièrement intenses : 23,4 mm sur l'ensemble de l'épisode dont 17,6 mm en l'espace de 30 minutes (fig.5.10.2). Elle se caractérise par une hystérésis en 8 qui se traduit par une augmentation continue de la concentration en MES jusqu'au milieu de la décrue où elle atteint 1,6 g.L⁻¹. Cette hystérésis souligne deux phases successives. Une première correspond à la purge partielle des sédiments présents dans le chenal du cours d'eau. La seconde marque la contribution en fin de crue de sources plus éloignées du chenal telles que les versants ou les bassins versants élémentaires.

Les dernières crues observées présentent une relation [MES] – débit univoque ou antihoraire. Les relations univoques peuvent être interprétées comme une remobilisation partielle de stocks de sédiments localisés dans le chenal du cours d'eau. Les concentrations observées lors de ces crues sont faibles (de 0,1 à 0,25 g.L⁻¹). Les secondes peuvent être associées à une contribution des zones amont du bassin ou des versants. Ces espaces apparaissent donc comme une source sédimentaire récurrente puisque 10 crues sur les 14 identifiées en période printanière ou estivale attestent de leur contribution. Les dynamiques estivales observées sur le bassin versant de la Petite Seuline soulignent donc une contribution privilégiée des versants ou des bassins versants élémentaires attestée par 10 crues printanières et estivales sur 14.

A Projection des crues sur le plan factoriel F1 - F2. Crues classées par saison

B Projection des crues sur le plan factoriel F1 - F2. Crues classées par type de relation [MES] - débit

Figure 5.10 : Projection des crues au regard du positionnement des variables sur les axes F1 et F2 (F1+F2 = 70,4% de l'inertie totale), bassin versant de la Petite Seuline.

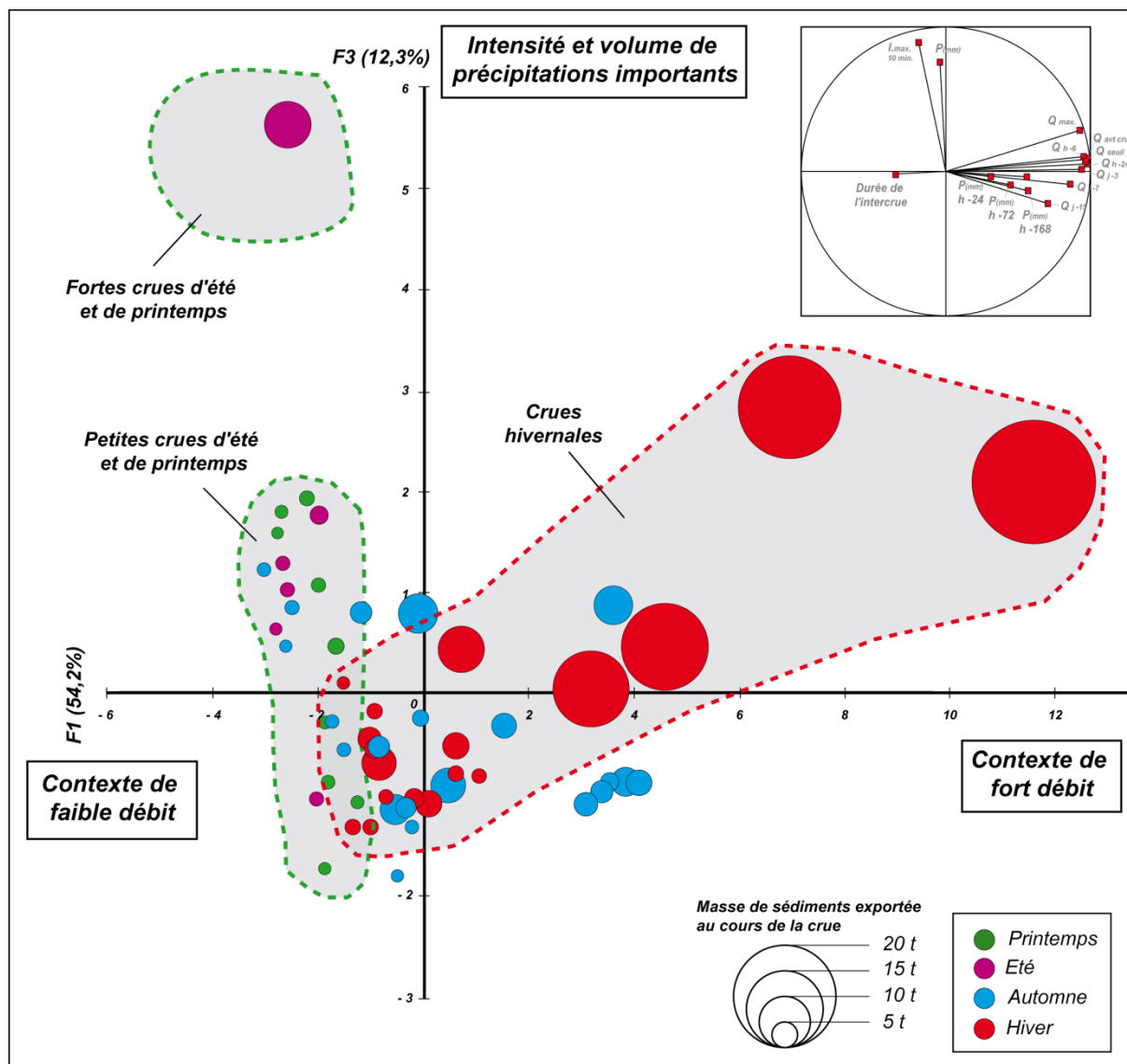


Figure 5.11 : Projection des crues au regard du positionnement des variables sur les axes F1 et F3, bassin versant de la Petite Seuline

◆ *Dynamiques sédimentaires du bassin de la Petite Seuline en période automnale :*

Le positionnement des crues automnales sur le plan factoriel F1-F2 montre le poids du contexte de déclenchement des crues. En début de saison, les crues sont associées à un contexte pluvieux marqué, comme le montre le positionnement des crues à proximité des variables de précipitations précédant la crue (P_{h-24} , P_{h-72} et P_{h-168}). Cependant, au cours de la saison, le contexte pluvieux devient de moins en moins discriminant. Un contexte pluvieux moins marqué suffit alors à engendrer une augmentation du débit. L'automne apparaît donc de nouveau comme une saison de transition entre le fonctionnement hydrologique estival et hivernal du bassin versant.

Les relations [MES] – débit relevées au cours de l'automne sont principalement antihoraires (45%) ou univoques (41%). Les trois autres crues ont présenté une relation [MES] – débit complexe. En début d'automne, lorsque les précipitations ne sont pas efficaces, les crues et les concentrations en MES sont faibles. Les relations identifiées sont alors univoques (fig.5.12a).

Lorsque les surplus hydrologiques apparaissent et que les précipitations deviennent efficaces, les relations [MES] – débit évoluent. Les relations univoques sont remplacées dans un premier temps par des hystérésis antihoraires (fig.5.12b). Ces dernières sont associées aux pics de [MES] les plus intenses, généralement en début de montée de crue. Des crues univoques continuent cependant d'être observées. Elles correspondent à des pics de MES plus réduits et se déroulent soit lors de faibles crues, soit en cas de crues successives (fig.5.12c). Elles indiquent donc un épuisement des sédiments mobilisables par le cours d'eau qui se traduit sur la figure 5.12 par une réduction progressive des concentrations en MES au cours de l'automne.

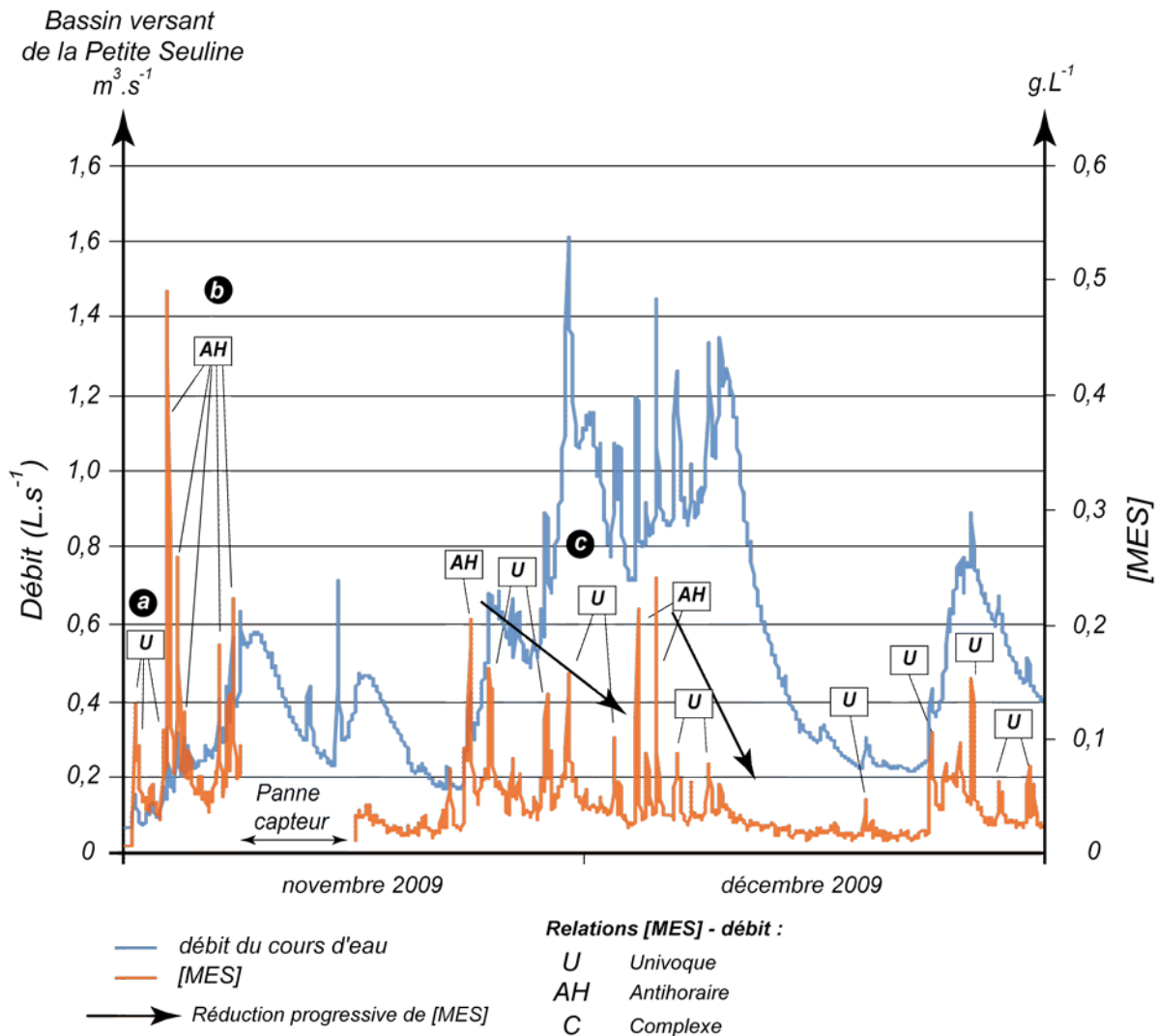


Figure 5.12 : Evolution des relations [MES] – débit au cours de l'automne 2009

L'interprétation des relations [MES] – débit au cours de l'automne permet d'apporter plusieurs précisions importantes quant aux dynamiques sédimentaires de la Petite Seuline. Les hystérésis antihoraires témoignent tout d'abord de l'absence de stocks sédimentaires internes au chenal du cours d'eau. Cette absence de stockages intermédiaires peut s'expliquer par un profil en long marqué qui, contrairement au bassin versant de Lingèvres, confère au cours d'eau une puissance spécifique plus élevée qui ne favorise pas les conditions de dépôts. Ces hystérésis antihoraires attestent également de sources en MES éloignées du cours d'eau, dans les bassins versants élémentaires ou sur les versants. Au cours de la période de mesure, les campagnes de terrain menées lors des principaux épisodes hydrologiques n'ont pas permis d'observer de

processus de ruissellement érosif. Au cours de l'automne, les versants ne contribuent donc pas de manière importante à la charge solide du cours d'eau contrairement aux petits bassins versants amont. Ces espaces, drainés temporairement par le cours d'eau en période estivale, sont majoritairement enherbés mais sont cependant largement piétinés par les bovins. En l'absence de conditions favorables aux stockages intermédiaires dans les chenaux principaux, seuls les sédiments produits dans les chenaux présentant un écoulement temporaire permet la constitution d'un stock sédimentaire. Les sédiments ne sont alors remobilisés qu'en automne, lorsque l'intégralité des talwegs est drainée. Les relations univoques observées lors des crues successives, marquées par des concentrations en MES très faibles, soulignent quant à elles l'épuisement des sédiments mobilisables par le cours d'eau.

Enfin, l'évolution des relations [MES] – débit, passant de crues antihoraires à des crues univoques, met en avant une dynamique de purge progressive des sédiments mobilisables dans les bassins versants élémentaires. Les sédiments exportés de ces espaces correspondent alors à des processus d'ajustements latéraux et d'incision du chenal qui ne permettent pas de provoquer des concentrations importantes en MES.

◆ *Dynamiques sédimentaires du bassin de la Petite Seuline en période hivernale :*

En période hivernale, la projection des crues sur le plan factoriel F1-F2 montre que les seuils de précipitations nécessaires à la formation d'une crue sont au plus bas. Au cours de cette saison, 75% des crues ont présenté une relation [MES] débit univoque. Durant ces crues, les concentrations sont restées très faibles (de 0,1 à 0,5 g.L⁻¹), ce qui tend à démontrer que les stocks de sédiments disponibles ont été définitivement purgés.

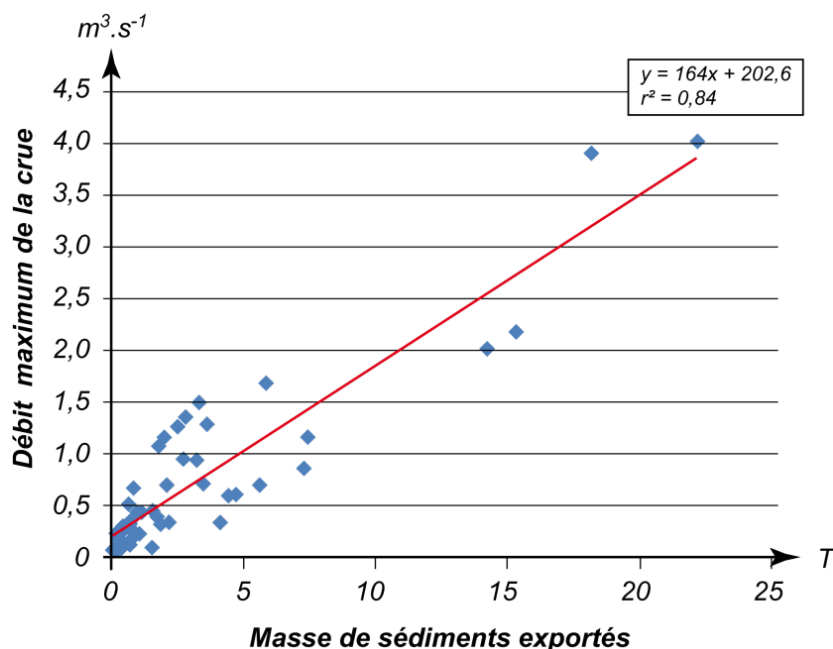


Figure 5.13 : Corrélation entre la masse de sédiments exportés du bassin versant et le débit maximal observé au cours des crues

Le positionnement des crues sur le plan factoriel F1-F2 permet d'apporter des éléments de discrimination des crues selon les volumes de sédiments que chacune d'elle a transporté. Il permet en effet de mettre en avant une corrélation entre la masse de sédiments exportés du

bassin versant, le contexte de débit, et le débit maximal de la crue. Les crues positionnées à proximité des variables caractérisant le contexte de fort débit et un débit maximal élevé présentent les masses de sédiments exportés les plus forts, à la différence des petites crues durant lesquelles les exportations de MES ont été beaucoup plus réduites. L'ACP met donc une fois de plus en évidence la forte dépendance des transferts de MES vis-à-vis du débit du cours d'eau, qui se traduit par une très bonne corrélation entre le débit maximal du cours d'eau et la masse de MES transportée (fig.5.13). En l'absence de stocks mobilisables dans les vallons élémentaires et dans le chenal principal du bassin versant, ces volumes de sédiments peuvent être attribués à des processus d'incision dans les vallons élémentaires. Par conséquent, une fois les vallons élémentaires purgés, seules les périodes de plus forts débits présentant les puissances spécifiques les plus élevées, et qui ne peuvent se dérouler qu'en fin d'automne et au cours de l'hiver, sont susceptibles de provoquer des transferts sédimentaires importants dans le bassin versant de la Petite Seuline.

◆ Bilan :

Plusieurs éléments apparaissent essentiels en contexte armoricain. L'analyse des relations [MES] – débit montre tout d'abord une dynamique de sédimentation au cours du printemps et de l'été, puis de purge des bassins versants élémentaires à l'automne. Toutefois, la majorité des volumes de sédiments sont exportés du bassin versant au cours de l'hiver, alors que les stocks sont épuisés (fig.5.14 ; 5.15). En effet, la majorité des exportations de MES sont réalisées en période hivernale lors des crues univoques ou d'un bruit de fond de faible concentration mais continu. Durant ces périodes, les concentrations en MES sont faibles, comprises en règle générale entre 0,05 et 0,5 g.L⁻¹ et les transferts sédimentaires sont directement corrélés au débit du cours d'eau, ce qui explique la relation globalement linéaire observée entre les débits liquides et solides cumulés dans le bassin versant de la Petite Seuline. Les transferts sédimentaires proviennent alors de processus d'incision dans les chenaux du bassin versant.

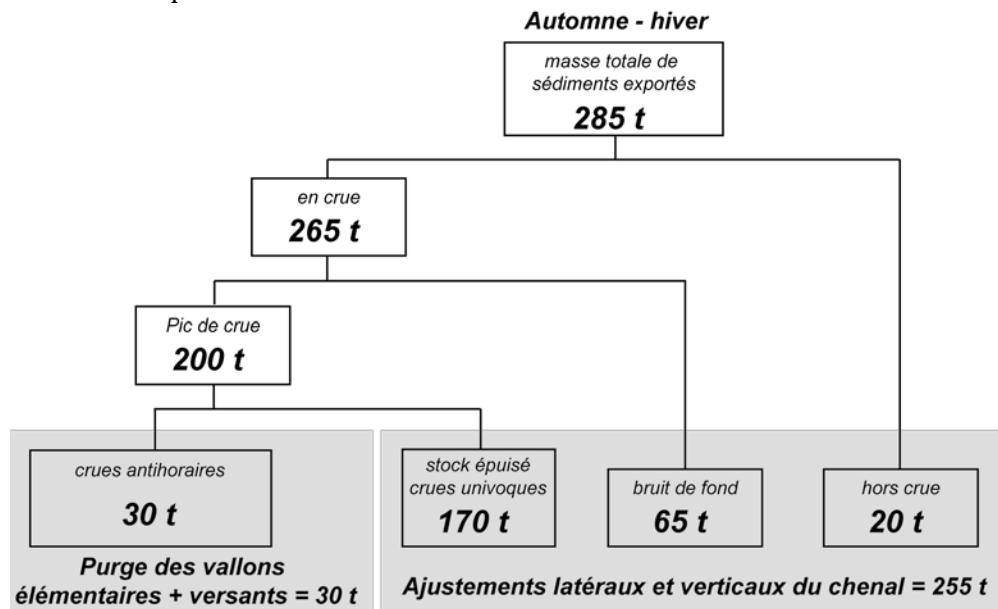


Figure 5.14 : Répartition des masses de sédiments exportés du bassin versant de la Petite Seuline en période automnale et hivernale

Bv de la Petite Seuline

Mai 2009 - Avril 2010

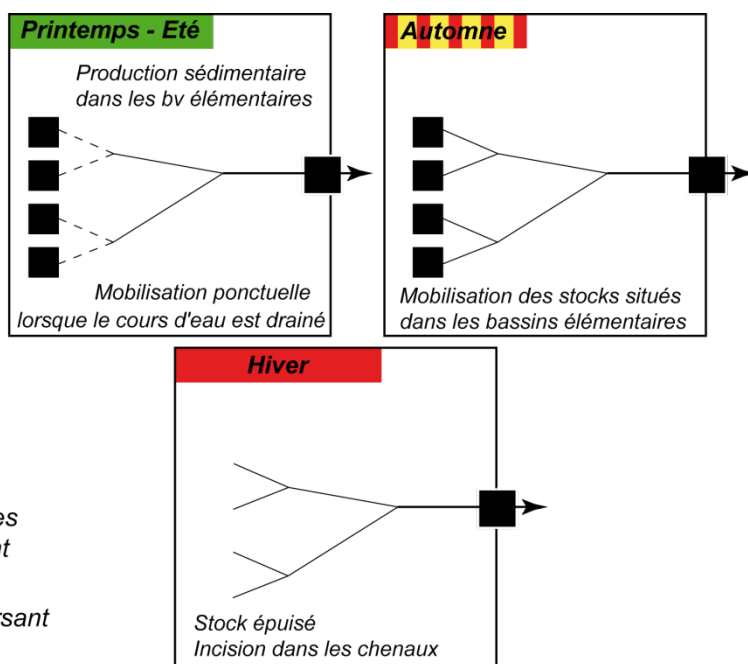
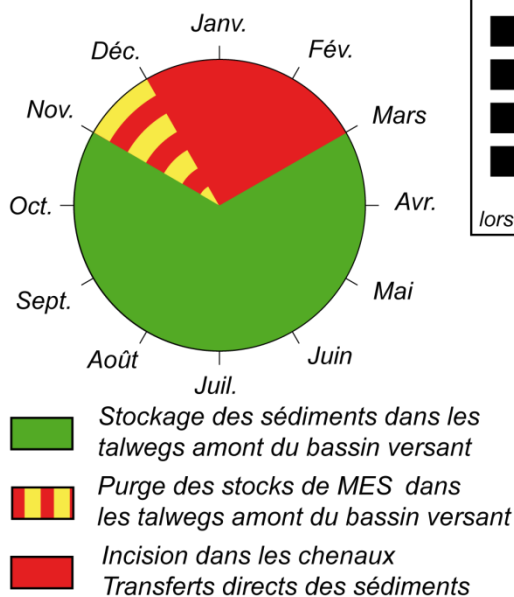


Figure 5.15 : Synthèse des dynamiques et temporalités des transferts sédimentaires sur le bassin versant de la Petite Seuline

2. Analyse des stockages intermédiaires dans la zone de transfert de la Seulles

Dans la zone de transfert de la Seulles, les stockages intermédiaires peuvent prendre différentes formes. Des stockages peuvent tout d'abord se produire directement dans le chenal du cours d'eau. C'est notamment le cas en période de décrue ou lorsqu'un épisode pluvieux ne se produit que de manière localisée à l'amont d'un bassin versant (Heidel, 1956 in Hudson, 2003). La réduction de la capacité de transport du cours d'eau d'amont en aval du bassin versant favorise alors des conditions de dépôt des sédiments dans le chenal. Cela dit, des stockages sédimentaires peuvent également se produire par engraissement de la plaine alluviale, lors des crues de débordement. Cependant, l'exhaussement de la plaine alluviale pour des cours d'eau à faible énergie est souvent décrit comme étant très limitée (Lespez, 2012). Les campagnes de terrain réalisées au cours de la crue décennale de février 2009 et de la crue cinquantennale de novembre 2010 ont également confirmé ces observations. En effet, en dehors de dépôts de berges très ponctuels, aucune laisse de crue n'a pu être clairement identifiée. Par conséquent, nous nous concentrerons ici sur les stockages de chenaux. La question de la dynamique de constitution des stockages alluviaux n'est cependant pas éludée, elle sera discutée au cours du chapitre 9.

L'identification des stocks dans la zone de transfert de la Seulles sera établie à partir du bilan fait entre les stations de mesures de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville. La démarche méthodologique utilisée pour réaliser ce bilan a été décrite au cours du chapitre précédent. Elle consiste, à l'échelle mensuelle, à soustraire aux masses de sédiments exportées à Tierceville celles des stations de Juvigny-sur-Seulles et de Lingèvres. A une échelle horaire, la démarche consiste à recalculer temporellement les ondes de crues entre les stations de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville, puis à réaliser le bilan entre les deux points de mesure. Ce bilan permet une

observation quantifiée des dépôts internes à la zone de transfert de la Seulles. Elle permet ainsi d'observer les périodes de stockage et de déstockage des sédiments au cours de l'année hydrologique, mais également de voir si les volumes de sédiments stockés temporairement dans le chenal du cours d'eau représentent un pourcentage élevé des sédiments transitant dans la zone de transfert de la Seulles.

La présentation du bilan réalisé à l'échelle mensuelle sur la zone de transfert de la Seulles a montré, au cours du chapitre précédent (fig.4.17), que seul le début de l'automne apparaît comme une période durant laquelle le bilan est négatif. Le mois de novembre 2009 apparaît donc comme une phase de stockage importante des transferts sédimentaires provenant du Massif Armoricain dans la zone de transfert du bassin versant. Cependant, l'analyse du bilan mensuel masque dans les faits une plus grande hétérogénéité des dynamiques de stockage – déstockage dans la zone de transfert de la Seulles. Une analyse à l'échelle horaire de ce bilan permet de mieux comprendre ces différentes phases au cours de l'année hydrologique, et fournit des informations majeures quant aux dynamiques amont-aval des flux de MES.

2.1. Une dynamique de stockage généralisée en période printanière et estivale

Au cours de la période estivale, la contribution très faible observée à l'échelle mensuelle cache dans les faits une certaine hétérogénéité des transferts. En dehors des périodes de crues, le bilan Juvigny – Tierceville est rendu légèrement positif par un bruit de fond très faible mais continu. Cependant, au cours des périodes de crues, on observe un bilan clairement négatif lors de chacun des épisodes suivis (fig. 5.16).

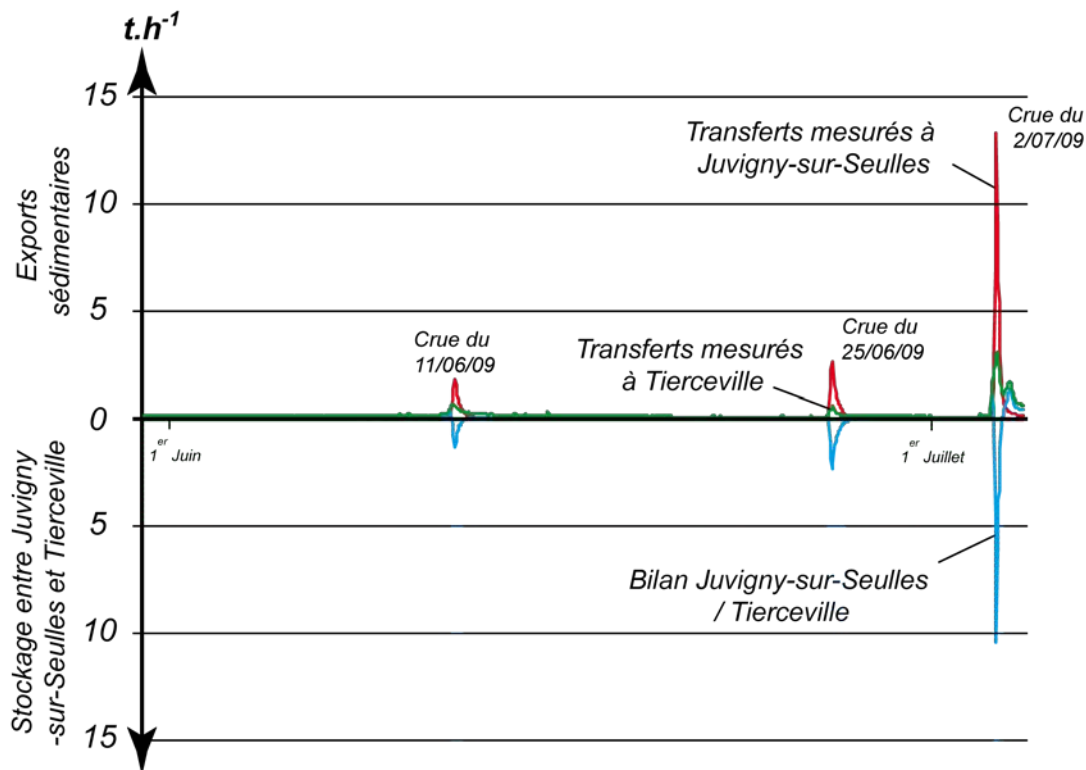


Figure 5.16 : Dynamique de stockage sédimentaire dans la zone de transfert de la Seulles en période estivale (bilan Juvigny-sur-Seulles / Tierceville)

La cinématique de la crue du 25 juin 2009 (fig.5.17) est un exemple qui permet d'expliquer l'origine du bilan négatif observé lors des crues printanières et estivales. Les épisodes hydrologiques se déroulant au cours de ces saisons sont généralement la conséquence d'épisodes orageux localisés, à l'origine de précipitations importantes tant en terme de volume que d'intensité. La cellule orageuse du 25 juin 2009 a fortement touché l'amont du bassin versant de la Seulles. Les hauteurs de pluie ont été estimées à 23,4 mm en 4 heures, avec une intensité maximale des précipitations de 18,6 mm/h. Cependant, plus à l'aval les précipitations n'ont pas dépassé 7,2 mm et 2,8 mm/h.

Crue du 25 au 27 juin 2009

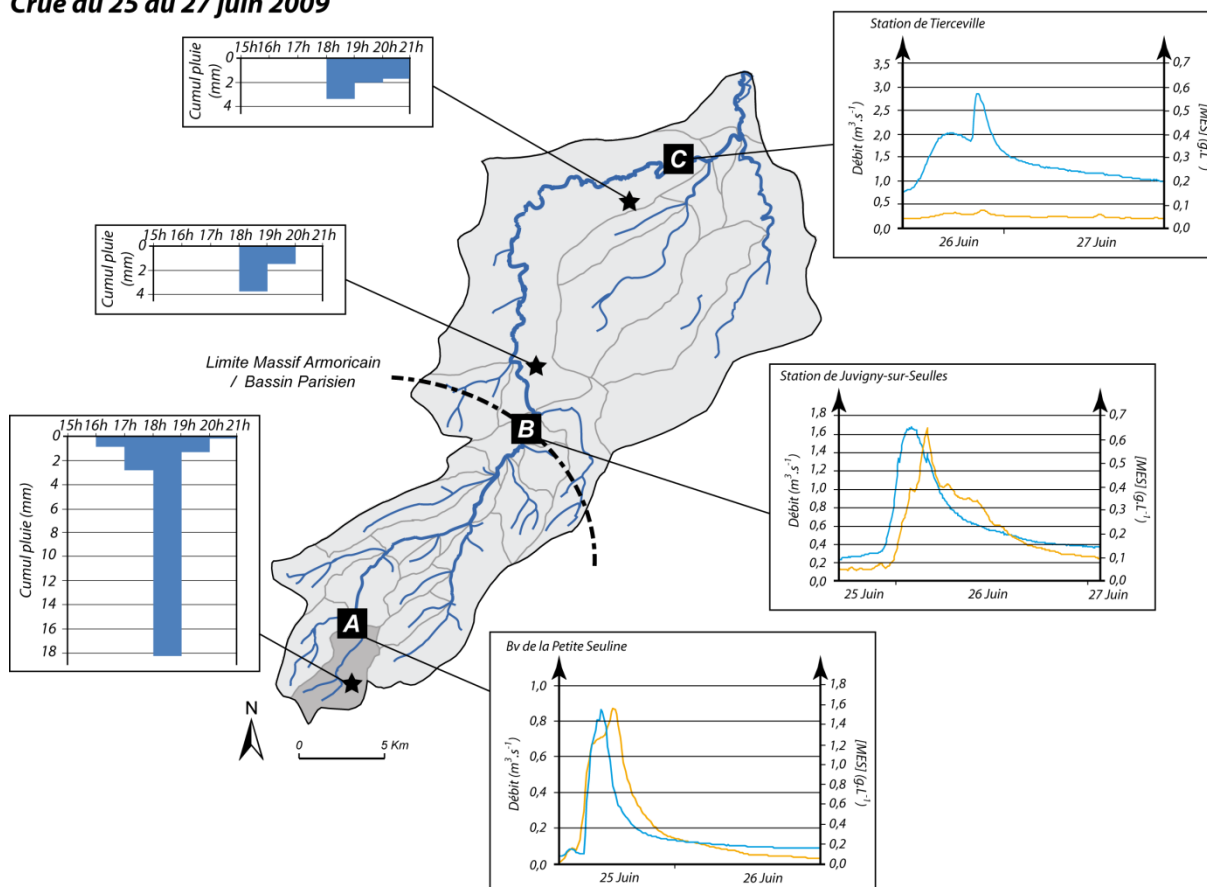


Figure 5.17 : Evolution des débits liquides et solides au cours de la crue du 25-27 juin 2009 d'amont en aval du bassin versant de la Seulles

A l'échelle locale, la crue consécutive aux fortes précipitations a engendré des transferts sédimentaires importants à l'amont du bassin versant. Sur le bassin versant de la Petite Seuline, les exportations ont été estimées à 7t, avec des concentrations en MES atteignant jusqu'à 1,4 g.L⁻¹.

Lors de la propagation de l'onde de crue vers l'aval du bassin versant, on observe clairement une réduction progressive de la concentration en sédiments entre l'échelle du bassin versant de la Petite Seuline et la station de Juvigny-sur-Seulles où la concentration en MES n'a pas dépassé 0,6 g.L⁻¹. Plus en aval, cette dernière devient alors presque nulle à l'exutoire du bassin versant (<0,1 g.L⁻¹), au niveau de la station de Tierceville. Cette réduction de la concentration d'amont en aval du bassin versant s'explique en partie par des effets de dilution. Toutefois, cette diminution de la concentration peut également s'expliquer par un élargissement du chenal du cours d'eau,

et une réduction du profil en long qui provoquent une diminution des vitesses d'amont en aval et une réduction de la capacité de transport du cours d'eau.

Des exportations de MES conséquentes à l'échelle locale ne garantissent donc pas de flux de MES importants à l'exutoire du bassin versant. En effet, au cours de la période de mesure, seuls trois épisodes orageux printaniers et estivaux ont provoqué des exportations de MES à la station de Tierceville. Il s'agit d'épisodes orageux majeurs, touchant l'intégralité du bassin versant, tel que celui du 2 Juillet 2009 (fig.5.16), ou localisés à proximité de la station de mesure. Par conséquent, durant ces deux saisons, c'est une dynamique de stockage des sédiments dans la zone de transfert de la Seulles qui a été observée.

2.2. L'efficacité hydrologique du bassin versant comme facteur déclenchant des déstockages sédimentaires de chenaux

Au cours de la période automnale, la dynamique de stockage décrite au cours de l'été se poursuit et les transferts sédimentaires observés à la station de Juvigny-sur-Seulles ne sont pas encore (ou seulement partiellement) transférés jusqu'à l'exutoire du bassin versant (fig. 5.13). C'est l'efficacité des précipitations, plus précoce à l'amont du bassin versant (au cours de la première décade du mois de novembre), qui explique la poursuite de cette dynamique de stockage. De la même manière au cours de la période estivale, à débit constant, l'évolution longitudinale de la géométrie du chenal et la réduction de la pente du profil en long favorisent une réduction de la capacité de transport du cours d'eau provoquant une dynamique de stockage des sédiments dans la zone de transfert de la Seulles. Ainsi, au cours de cette période, seules 2 crues ont produit une augmentation significative de la concentration en MES et ont provoqué une hystérésis antihoraire à la station de Tierceville. Dans ce cas, la différence de vitesse de propagation des débits liquides et solides dans le bassin versant explique que le pic de MES soit plus tardif que le pic de crue. Au cours de l'année 2009-2010, c'est uniquement à la fin du mois de novembre que l'aval du bassin versant, sur substrat sédimentaire, devient hydrologiquement réactif aux épisodes pluvieux (fig. 5.18). Une dynamique de déstockage se met alors en place.

Les stockages de MES dans le chenal principal de la Seulles ont été évalués à 160t entre le printemps et le milieu de l'automne 2009. Ainsi, à l'échelle annuelle, seuls 4% des 3800t exportées du Massif Armoricaire sont stockés dans la zone de transfert de la Seulles. Les 96% restant étant directement exportés du bassin versant. Ces stockages ne sont cependant que très temporaires. Ils sont en effet remobilisés puis exportés dès la première crue significative atteignant l'exutoire du bassin versant. Au cours de l'automne 2009, cette phase de purge s'est probablement produite lors de la crue du 30 novembre, ce qui explique sans doute la surreprésentation de la contribution du bassin de la Seulles en domaine sédimentaire au cours de la crue (fig.5.18a).

Au cours de l'hiver, tout sédiment mobilisé en amont de Juvigny-sur-Seulles est systématiquement exporté du bassin versant. Durant cette période, le bruit de fond produit à l'amont du bassin versant, en domaine armoricain, n'est pas redéposé en cours de route. Ponctuellement, des stockages intermédiaires dans les principaux chenaux de la Seulles peuvent se produire, notamment lors de petites crues formées à l'amont du bassin versant. Cela dit, ces derniers représentent des masses négligeables à l'échelle annuelle et sont remobilisés lors de la crue significative suivante. Ils ne sont donc que très temporaires. Ces stockages ponctuels sont

aisément identifiables car ils sont systématiquement associés à des relations [MES] - débit antihoraires au niveau de la station de Tierceville.

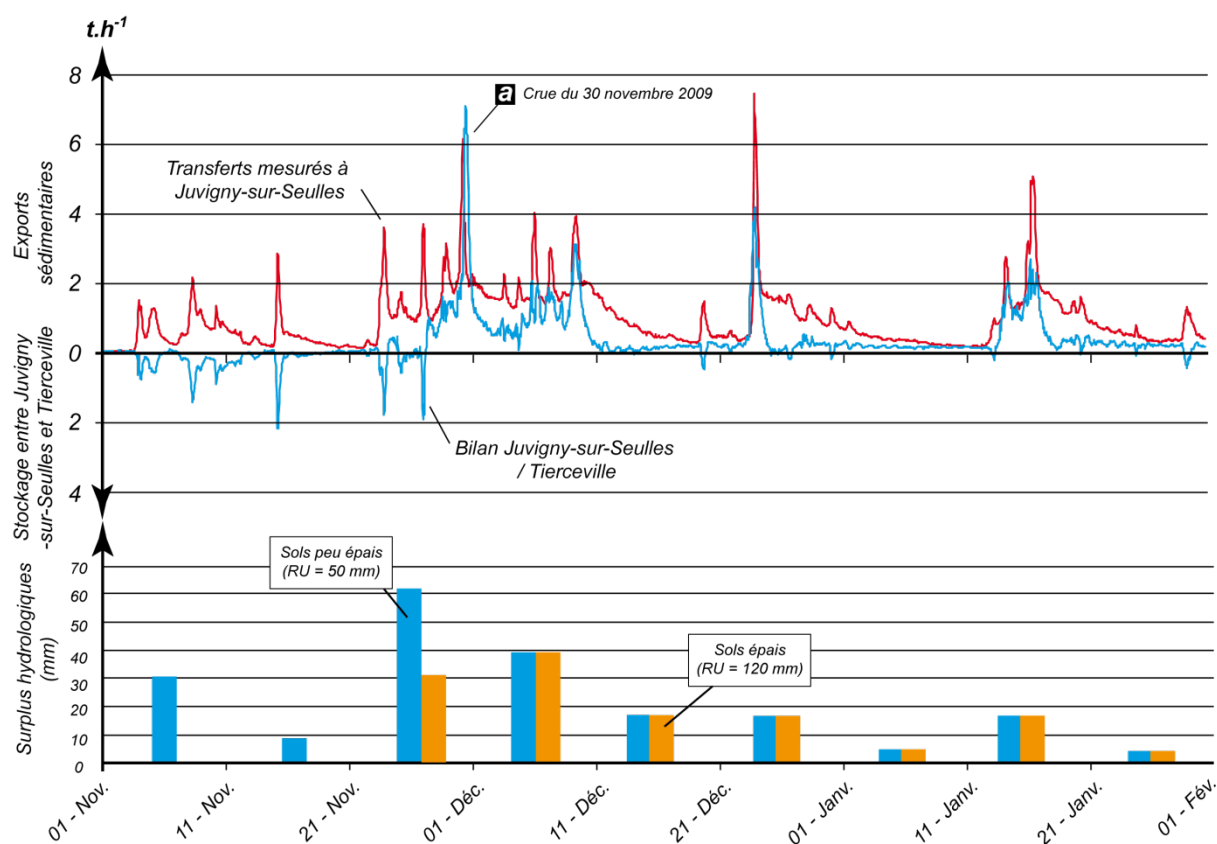


Figure 5.18 : Bilan Juvigny – Tierceville à l'automne et à l'hiver 2009 et bilan de l'eau associé, novembre 2009 - janvier 2010

Au cours de la seconde année de mesure, en période estivale, la même dynamique de stockage a été observée dans la zone de transfert de la Seulles. Cette dynamique ne s'est cependant pas poursuivie au cours de l'automne. En effet, les précipitations sont devenues efficaces au cours du premier épisode pluvieux automnal de la mi-novembre 2010. L'ensemble des sédiments produits à l'amont ont alors été directement transférés à l'exutoire du bassin versant. La durée de la période de stockage dans la zone de transfert de la Seulles peut donc varier fortement d'une année sur l'autre selon la date à partir de laquelle les précipitations deviennent efficaces sur les formations sédimentaires.

Au final, on observe donc dans les principaux cours d'eau du bassin de la Seulles une dynamique de constitution d'un stock sédimentaire au printemps et en été, qui se poursuit à l'automne, tant que l'efficacité des précipitations n'est pas effective sur l'intégralité du bassin versant. Les formations superficielles jouent donc un rôle particulièrement important sur les dynamiques amont – aval saisonnières des sédiments dans le bassin versant. Une fois ce seuil atteint, c'est une phase de purge des stocks qui se met en place. Cette phase de déstockage est généralement rapide et s'opère lors de la première crue significative mesurée à l'exutoire du bassin versant de la Seulles. Il est cependant intéressant de noter que ces stocks représentent des masses presque négligeables puisque seuls 4% des sédiments produits à l'échelle annuelle sur le Massif Armoricaïn sont stockés temporairement dans la zone de transfert de la Seulles, le reste étant directement exporté du bassin versant.

Zone de transfert de la Seulles

Mai 2009 - Avril 2010

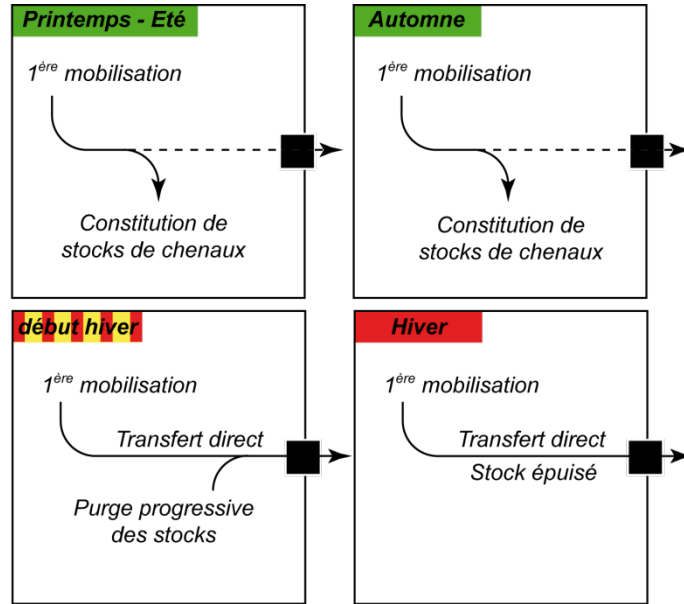
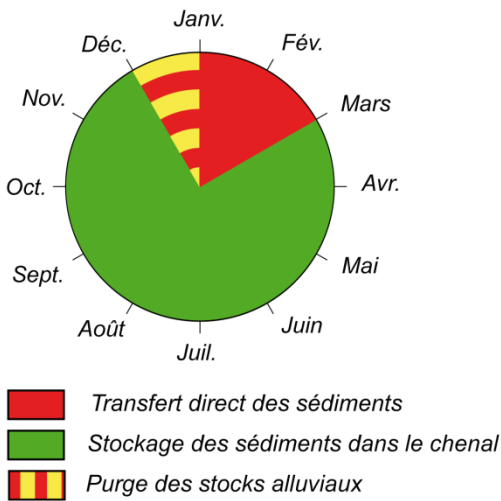


Figure 5.19 : Synthèse des dynamiques et temporalités des transferts sédimentaires dans la zone de transfert de la Seulles

3. Conclusion - discussion

La temporalité des phases de stockage et de purge des sédiments dans les chenaux du bassin versant a été identifiée dans différents contextes géologiques et à différentes échelles spatiales, ce qui a permis d'établir les rythmes de fonctionnement et les seuils nécessaires à la mobilisation des sédiments propres à chacune des échelles d'observation. Ces temporalités évoluent principalement à l'échelle saisonnière.

Le printemps et l'été favorisent les conditions de dépôts dans l'ensemble des chenaux du bassin versant de la Seulles. Ces conditions se prolongent même dans la zone de transfert du système fluvial jusqu'en fin d'automne. Des stockages sédimentaires intermédiaires se forment donc durant cette période dans les chenaux. Dans les sous-bassins, la remobilisation des sédiments s'opère dès le début du mois de novembre, alors qu'à l'échelle globale il faut attendre un mois de plus. Il existe donc un décalage temporel entre les dynamiques sédimentaires observées à l'échelle des bassins représentatifs et celles observées à l'échelle du bassin versant global durant lequel se met en place une cascade sédimentaire. La remobilisation des sédiments et la distance qu'ils parcourent sont alors principalement fonction de trois éléments : l'intensité des épisodes pluvieux et des crues engendrées, leur localisation, et la surface du bassin versant touchée par les précipitations. L'objectif est à présent d'établir les liens entre les différents niveaux scalaires en décrivant les dynamiques amont – aval des MES dans le bassin versant, ce qui doit permettre d'évaluer les temps de résidence des sédiments dans le bassin versant, et discuter du poids des échelles d'observation sur les dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires dans le bassin versant de la Seulles.

◆ *Dynamiques amont – aval des sédiments au printemps et à l'été*

Au cours du printemps et de l'été, les dynamiques observées sont très différentes d'une échelle d'observation à l'autre. L'analyse des relations [MES] – débit atteste d'une production sédimentaire importante dans les bassins versants élémentaires. Les processus à l'origine de la

mobilisation n'ont pour le moment pas été discutés, cependant plusieurs études montrent que les bassins versants élémentaires sont susceptibles de produire des volumes de sédiments non négligeables. Ces derniers peuvent alors provenir de processus d'érosion de berge, de la dégradation des prairies situées dans les talwegs d'ordre 1, et qui ne sont que temporairement drainées en période estivale ou enfin, si les caractéristiques du bassin versant le permettent, de processus d'érosion des sols sur les versants (Verstraeten et Poesen, 2001 ; Lefrançois, 2007 ; Vongvixay, 2012 ; Rogriguez Blanco, 2010b). A cette échelle, les stocks sédimentaires produits sont facilement et fréquemment mobilisés puis exportés. Les stockages n'y sont que très temporaires, ces derniers étant susceptibles d'être intégralement remobilisés au cours de chaque épisode hydrologique. Ces bassins constituent donc de petites unités fonctionnelles, susceptibles d'être activées lors de chaque épisode pluvieux, même en périodes printanières ou estivales où les précipitations sont moins efficaces qu'en hiver. La contribution de ces bassins versants élémentaires en période printanière et estivale est donc directement dépendante de l'intensité des événements pluvieux relevés sur le bassin versant. Tant que ces épisodes restent de faible intensité, leur contribution reste faible dans le bilan sédimentaire annuel du bassin versant. Cependant, en cas d'épisodes majeurs, les volumes exportés peuvent être beaucoup plus significatifs et constituent même parfois la période au cours de laquelle la production sédimentaire a été la plus forte.

A l'échelle des sous-bassins versants, l'analyse des relations [MES] – débit a montré que les stockages printaniers et estivaux sont susceptibles d'être remobilisés fréquemment. Les relations univoques ont été interprétées comme une remobilisation partielle des stocks disponibles au cours des précipitations orageuses habituellement observées lors de cette saison. Leur contribution reste cependant très limitée dans le bilan sédimentaire annuel du bassin versant. Seuls les épisodes hydrologiques marqués consécutifs à de très intenses précipitations sont susceptibles de remobiliser l'intégralité des stockages disponibles. Leur contribution est alors nettement plus significative (8% des transferts annuels de MES pour la crue du 2 juillet 2009 sur le bassin de Lingèvres). Les volumes exportés restent cependant très en deçà de ceux observés au cours de l'automne et de l'hiver. Les seuils de remobilisation des sédiments sont donc plus élevés que dans les bassins versants élémentaires et les exportations de MES moins fréquentes.

A l'échelle du bassin de la Seulles situé en contexte armoricain, seuls les épisodes orageux majeurs permettent d'observer des transferts de MES au niveau de la station de Juvigny-sur-Seulles. Ces transferts peuvent également provenir de l'activation de petites unités fonctionnelles localisées à proximité de la station de mesure. Dans ce cas, les dynamiques observées ne sont pas représentatives du fonctionnement général du bassin versant, et les transferts mesurés sont rapidement déposés en aval. On constate donc un premier effet d'échelle d'observation qui montre que les dynamiques sédimentaires observées à l'échelle du petit bassin versant de 15 km² et à l'échelle de celui de 135 km² fonctionnent selon des seuils et des fréquences différentes, malgré un fonctionnement hydrologique homogène. D'amont en aval, le poids potentiel des transferts printaniers et estivaux se réduit très fortement sous l'effet d'une dynamique de stockage des sédiments dans les principaux chenaux du bassin versant. C'est alors l'ordination des chenaux dans le bassin versant qui joue un rôle majeur sur les seuils et les rythmes des transferts de MES en période estivale.

Enfin, à l'échelle du bassin versant de la Seulles dans sa globalité, les transferts sédimentaires printaniers et estivaux ont été très réduits, au regard des volumes de sédiments transités en

période automnale et hivernale. Au cours de la période de mesure, aucun transfert de MES significatif à l'échelle annuelle n'a été enregistré à la station de Tierceville. L'épisode le plus marqué a été la crue du 2 juillet 2009 au cours de laquelle 32t de sédiments ont été exportés. Les volumes restent donc très faibles en comparaison de ce qui est exporté lors d'une crue moyenne automnale ou hivernale. En dehors de cet épisode hydrologique, les concentrations et les volumes de sédiments mesurés ont été presque négligeables dans le bilan annuel. Une constante cependant, durant l'ensemble des crues observées, même lors des plus intenses, les concentrations et les volumes de sédiments mesurés à Juvigny-sur-Seulles ont toujours été supérieurs à ceux mesurés à l'exutoire au niveau de la station de Tierceville. C'est donc une dynamique de stockage qui a été systématiquement observée. Ponctuellement, des concentrations en MES plus élevées ont été enregistrées à Tierceville lors d'épisodes orageux moins marqués. Les sédiments transportés provenaient alors de petites unités fonctionnelles localisées à proximité de l'exutoire du bassin versant. Cela dit, les volumes exportés sont restés très faibles.

L'observation des dynamiques sédimentaires à différentes échelles spatiales met donc en évidence des seuils et des fréquences de remobilisation des sédiments fondamentalement différents. Les petits bassins versants constituent de petites unités fonctionnelles dans lesquelles les stockages de MES disponibles sont fréquemment remobilisés, partiellement ou en intégralité. En cas d'épisodes majeurs et de processus de ruissellement importants sur les versants, les volumes exportés peuvent s'avérer très importants et représenter des contributions supérieures aux volumes produits en été et en hiver. A l'inverse, dans les chenaux d'ordres supérieurs, les sédiments mobilisables ne peuvent être remis en mouvement que lors d'épisodes beaucoup plus intenses et peu fréquents. En l'absence de ces épisodes majeurs, c'est une dynamique de stockage interne généralisée qui se met en place. Durant cette période, c'est avant tout l'ordination des différents cours d'eau au sein du bassin versant de la Seulles qui détermine la fréquence de la remobilisation des stocks de chenaux, leur sortie ou non d'un bassin versant d'ordre n ou leur stockage dans les chenaux d'ordres supérieurs.

En période estivale, chaque échelle d'observation des flux de MES met ainsi l'accent sur différentes dynamiques sédimentaires internes au bassin versant. Des mesures aux exutoires de petits bassins versants amont peuvent indiquer une purge complète des stockages de chenaux, alors qu'une autre station positionnée plus en aval indique quant à elle une dynamique de stockage des sédiments. Ces observations ne sont pas contradictoires, elles mettent en avant des effets d'échelles qui font émerger le facteur dominant des dynamiques sédimentaires du bassin versant à un niveau scalaire donné. On voit dès lors tout l'intérêt de mener une approche à différentes échelles spatiales. En effet, seul ce type d'approche permet de comprendre la complexité des dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires internes au bassin versant.

◆ *Dynamiques amont – aval des sédiments au cours de l'automne*

Au cours de l'automne, on observe une situation de transition entre le fonctionnement estival et hivernal du bassin versant qui se traduit par la mise en place d'une purge progressive des sédiments stockés dans l'ensemble des chenaux. A cette saison, les dynamiques sédimentaires observées depuis l'échelle du bassin versant élémentaire jusqu'à l'échelle globale s'uniformisent

progressivement. Dans un premier temps, les dynamiques de MES s'uniformisent à l'échelle des principaux comportements hydrologiques imposés par les deux grandes morpho-structures présentes sur le bassin versant de la Seulles. Les formations superficielles jouent un rôle fondamental sur les dynamiques temporelles des transferts de MES au cours de cette saison. En effet, c'est la date d'apparition des surplus hydrologiques qui détermine le moment à partir duquel les précipitations deviennent efficaces, ce qui permet la formation de crues plus conséquentes susceptibles de remobiliser les sédiments stockés dans les chenaux depuis le début du printemps.

Les formations superficielles sont très hétérogènes d'amont en aval du bassin versant de la Seulles. En amont, les sols sont en majorité peu épais, et ne disposent que d'une réserve utile limitée, estimée à environ 50 mm. Ils seaturent donc rapidement et permettent la formation de crues en contexte armoricain dès l'apparition des premières fortes précipitations automnales. A l'inverse, les sols sont plus épais en contexte sédimentaire. Ils disposent le plus souvent d'une réserve utile supérieure à 100 mm. Dans certains cas, les précipitations sont devenues efficaces au cours du même épisode pluvieux. Dans ce cas, la dynamique de purge des sédiments stockés dans les chenaux du bassin versant est synchrone sur l'ensemble du bassin. C'est ce qui a été observé au cours de l'automne 2010. Ceci reste cependant un cas particulier puisque la crue observée lors de cet épisode pluvieux remarquable a donné lieu à une crue cinquentennale à Juvigny-sur-Seulles et quinquennale en l'aval. Dans la majorité des cas, il existe un décalage temporel entre la date à laquelle le contexte armoricain devient efficace vis-à-vis des précipitations et la date à laquelle le contexte sédimentaire le devient. C'est ce qui s'est produit au cours de l'automne 2009 où un décalage de près d'un mois a été observé. La dynamique de stockage des sédiments provenant de l'amont de la Seulles en contexte armoricain s'est alors prolongée dans la zone de transfert de la Seulles jusque début décembre 2009.

◆ *Dynamiques amont – aval des sédiments au cours de l'hiver*

Au cours de l'hiver, la situation est plus simple, les précipitations sont efficaces sur l'ensemble du bassin versant et tout sédiment mobilisé une première fois par le cours d'eau est systématiquement exporté du bassin versant de la Seulles.

◆ *Discussion*

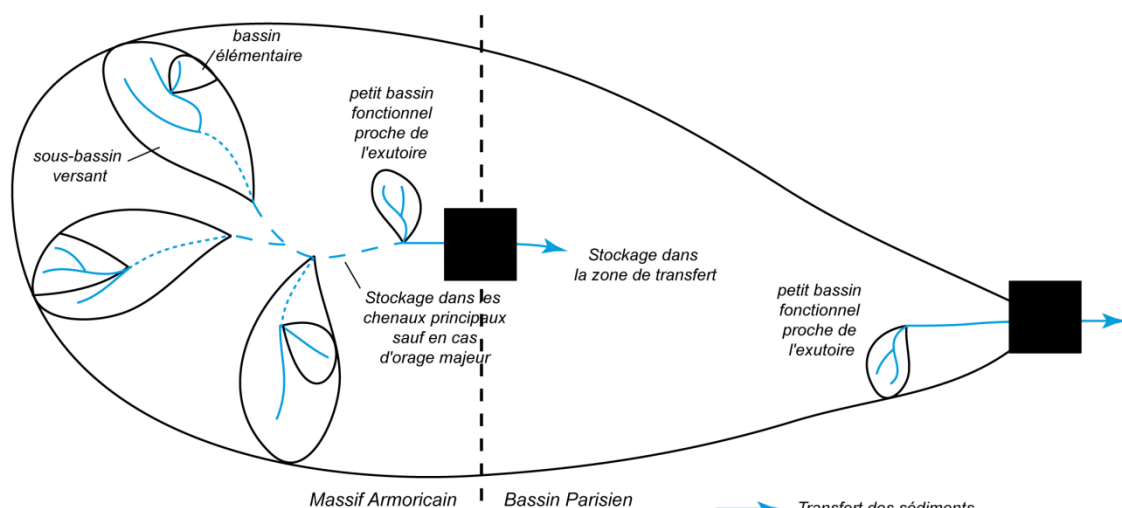
L'analyse des dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires au sein du bassin versant de la Seulles met donc en évidence différents éléments importants. A l'échelle annuelle, tout sédiment mobilisé une première fois par le cours d'eau est exporté du bassin versant. Toutefois, cette apparente simplicité cache des dynamiques sédimentaires saisonnières différenciées. Il existe en effet d'une saison à l'autre des dynamiques sédimentaires variées. L'interprétation des relations [MES] – débit a permis l'identification des stockages sédimentaires internes au chenal et a permis de déterminer leurs temporalités. Une saisonnalité des dynamiques sédimentaires au sein du bassin versant a ainsi été mise en évidence. Elle se caractérise par la formation d'un stock sédimentaire au cours du printemps et de l'été, estimé à 160t dans la zone de transfert de la Seulles, remobilisé puis purgé au cours de l'automne et le début de l'hiver. Le stock devient alors limitant et les transferts sédimentaires décroissent progressivement. Ainsi, on observe bien que le débit n'est pas le seul facteur explicatif de la temporalité des transferts sédimentaires. S'il joue le rôle de facteur déclenchant des transferts

en provoquant un accroissement de la capacité de transport du cours d'eau, son rôle est limité par la disponibilité en sédiments dans le chenal.

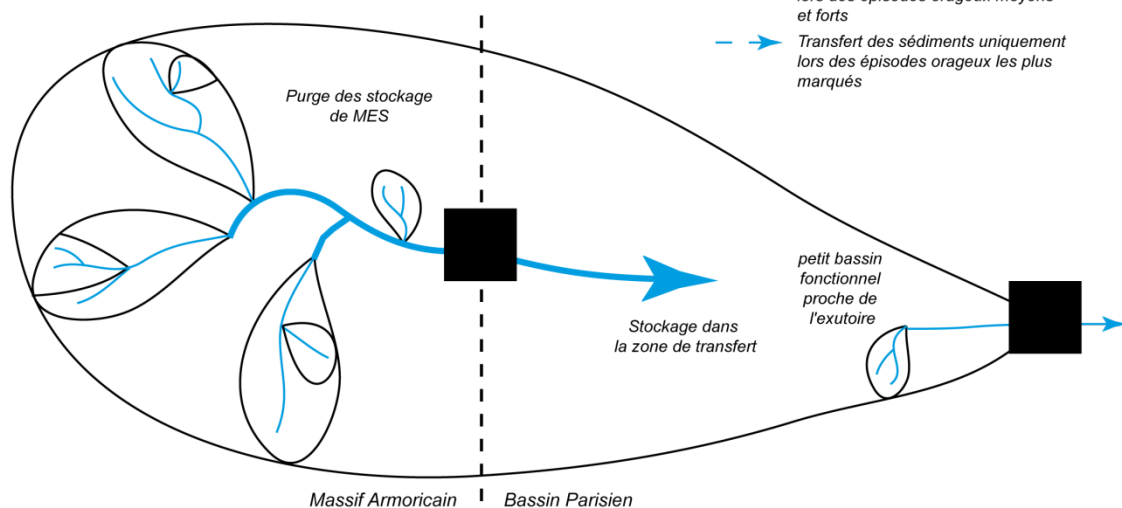
Cependant, la complexité des dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires va au-delà d'une simple saisonnalité de constitution puis de purge de stocks de MES dans les chenaux. En effet, il a été mis en évidence que les rythmes et les seuils auxquels sont exportés les sédiments sont directement dépendants de l'échelle à laquelle sont réalisées les observations. A l'échelle locale, au printemps et en été, les exportations de MES sont fréquentes, lors de chaque épisode orageux, alors qu'à l'échelle globale du bassin versant seuls les épisodes hydrologiques majeurs sont en mesure d'engendrer des flux de MES significatifs. Ces effets d'échelle sont donc susceptibles de se traduire également en terme de saisonnalité des volumes exportés. A l'échelle du sous-bassin, les épisodes les plus forts peuvent dans certains cas représenter la contribution la plus importante dans le bilan sédimentaire annuel du bassin versant, ce qui n'est pas envisageable à l'échelle globale du bassin de la Seules. En l'absence d'épisodes hydrologiques réellement exceptionnels à l'échelle locale au cours de la période de mesure, la saisonnalité des transferts de MES a été similaire à celle observée à l'échelle globale. Cependant, à grande échelle, la saisonnalité des transferts de MES reste très dépendante en période estivale de la présence de crues majeures. Il existe donc une variabilité interannuelle potentiellement importante. Il n'en est pas de même à plus petite échelle où les seuils nécessaires aux transferts de MES sont nettement plus élevés. La saisonnalité observée est donc plus stable.

L'automne apparaît comme une période de transition au cours de laquelle les dynamiques de transferts sédimentaires s'homogénéisent à l'échelle des grandes morpho-structures. Elle est donc une période charnière lors de laquelle les différents compartiments de l'hydrosystème se connectent progressivement entre eux. On observe alors une purge progressive des stocks sédimentaires formés dans les chenaux dans un premier temps d'ordre 1 puis d'ordres supérieurs. Dans la zone de transfert de la Seules, la mise en place de la phase de purge est conditionnée par le comportement hydrologique des formations superficielles plus épaisses et donc saturées plus tardivement en contexte sédimentaire qu'en contexte armoricain. Ce n'est finalement que lorsque les précipitations sont efficaces sur l'ensemble du bassin versant que la purge globale et totale du système s'opère. Tout sédiment produit dans le bassin versant en est alors systématiquement exporté.

Printemps - Eté



Automne



Hiver

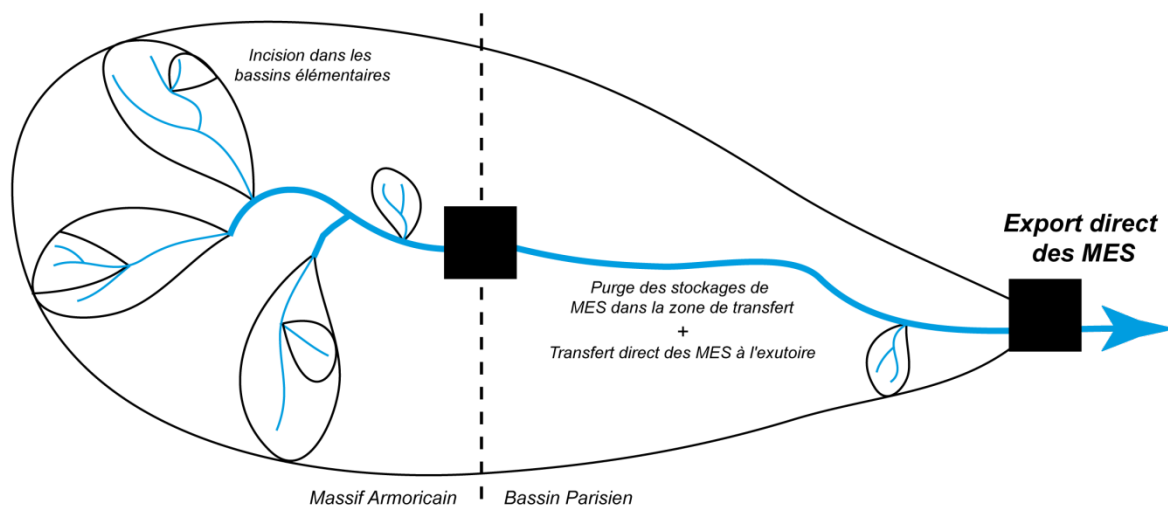


Figure 5.20 : Schéma général des dynamiques des temporalités et des dynamiques de transferts sédimentaires dans le bassin versant de la Seulles.

TROISIEME PARTIE

Détermination de l'origine des sédiments dans le bassin versant

Chapitre 6 : Evaluation de la contribution des versantsp 159

Chapitre 7 : Evaluation de la contribution des fonds de vallées.....p 203

Chapitre 8 : Réalisation de budgets sédimentairesp 241



Chapitre 6

Evaluation de la contribution des versants

- | |
|---|
| <p>1. <i>Sensibilité des sols à l'érosion et modes de transfert du ruissellement érosif sur les versantsp 161</i></p> <p>2. <i>Analyse spatiale des dynamiques de ruissellement sur les versants.....p 173</i></p> <p>3. <i>Quantification de la contribution des versantsp 186</i></p> |
|---|

Introduction

De nombreuses études ont démontré ces dernières années que des processus de ruissellement dans les parcelles agricoles sont couramment observés en Normandie (Delahaye 1996, 2002 ; Le Gouée, 2004 ; Le Gouée et al, 2010). L'érosion des sols sur les versants constitue donc un premier sous-système sédimentaire susceptible d'alimenter la charge solide d'un cours d'eau. Quantifier la contribution des versants nécessite au préalable de répondre successivement à deux questions :

- ***Existe-t-il une production sédimentaire liée à l'érosion des sols ?*** Afin de répondre à cette question, il est nécessaire de s'interroger, à l'échelle de la parcelle agricole, sur la sensibilité des sols à l'érosion.
- ***Les sédiments érodés peuvent-ils rejoindre le cours d'eau ?*** Il est en effet difficile d'établir *a priori* des liens de cause à effet entre la sensibilité des sols à l'érosion d'une part, et les transferts sédimentaires exportés du bassin versant d'autre part. De fait, les réseaux de routes, de haies, de fossés, *etc.* qui composent la structure paysagère d'un bassin versant peuvent limiter ou au contraire favoriser la connexion au cours d'eau du ruissellement produit dans les parcelles agricoles. L'intégralité des versants ne contribue donc pas nécessairement à la charge solide mesurée dans un cours d'eau. C'est pourquoi, au-delà du niveau de sensibilité des sols, il est important d'établir le rôle de la structure paysagère et de son organisation dans l'espace sur les dynamiques spatiales et la connectivité du ruissellement sur les versants au cours d'eau.

L'analyse de la sensibilité des sols à l'érosion et des modes de transfert du ruissellement doit permettre d'identifier les surfaces potentiellement contributrices à la charge solide exportée du bassin versant. Enfin, une dernière étape consiste à quantifier la contribution de ces surfaces ; Il sera alors possible de discuter leur fonctionnalité, à la fois en terme de volume de sédiments produits, mais également en terme de fréquence de connexion des sédiments au cours d'eau.

Ainsi, du point de vue méthodologique, notre réflexion a été menée en trois étapes successives (fig.6.1). La première étape consiste à réaliser un relevé précis de l'ensemble de la structure paysagère sur le terrain. Son objectif est d'évaluer la sensibilité des sols à l'érosion au sein du bassin versant de la Seules (A), et de dresser un inventaire des liens hydrologiques sur les versants en mettant en avant l'impact de l'occupation du sol et des différentes structures linéaires (haies, talus, fossés, réseau routier, *etc.*) sur le cheminement des eaux sur les versants. Cette phase de terrain est une étape préalable fondamentale. En effet, au-delà des linéaires clairement identifiables par photo-interprétation, les liens hydrologiques sur les versants dépendent également de petits éléments ponctuels tels que les entrées de champs, d'incisions dans les réseaux de haies ou de la présence de buses, invisibles sur orthophotoplans, et qui

jouent un rôle essentiel sur la capacité du ruissellement érosif à rejoindre le cours d'eau. Chacun des effets hydrologiques de la structure paysagère des bassins versants se combinant, on s'interroge ensuite sur la connectivité du ruissellement érosif entre les parcelles agricoles et le cours d'eau (B). Les processus de ruissellement érosif se déroulant très majoritairement dans les sous-bassins versants, la démarche méthodologique mise en place n'a été appliquée que sur les bassins versants représentatifs de Lingèvres et de la Petite Seuline, dont on maîtrise les flux sédimentaires à l'exutoire. L'ensemble de ces étapes permet alors de déterminer une stratégie de quantification des apports issus des versants (C).

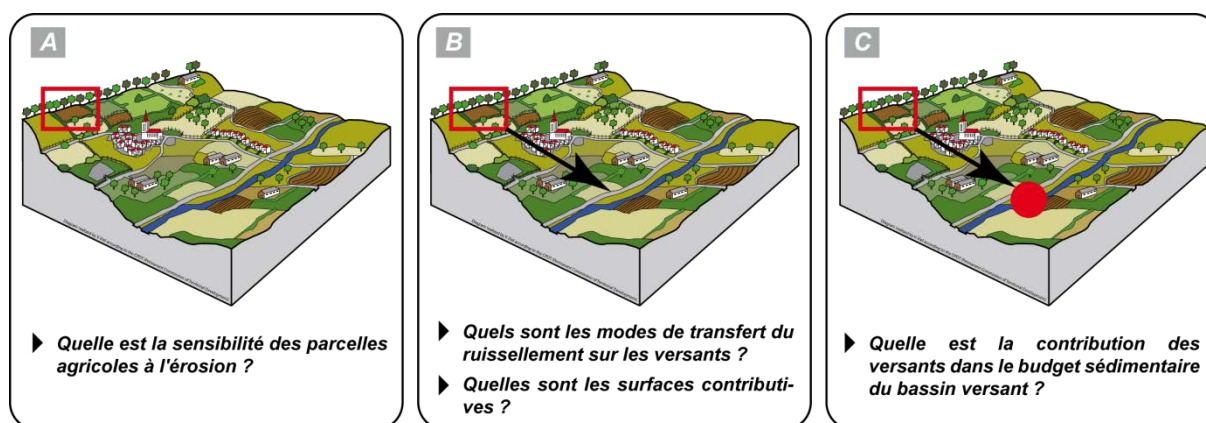


Figure 6.1 : Démarche de recherche établie en vue d'une évaluation de la contribution des versants, Conférence Permanente du Développement Territorial, Pays de Herve, modifié.

1. Sensibilité des sols à l'érosion et modes de transfert du ruissellement érosif sur les versants

L'objectif des prochains paragraphes est double. Il s'agit en premier lieu de déterminer les processus de ruissellement susceptibles d'affecter les sols sur le bassin versant de la Seulles et, dans un deuxième temps, de s'interroger sur les liens hydrologiques qui déterminent le cheminement du ruissellement sur les versants. Nous évaluerons alors l'impact de l'organisation spatiale de l'occupation du sol, qui influence la production puis la propagation ou non du ruissellement sur les versants, et le rôle des différents réseaux linéaires (haies, talus, fossés, etc.) sur le cheminement et la connexion des écoulements de surface au cours d'eau.

1.1. Evaluation du potentiel érosif des sols à l'échelle de la parcelle agricole

1.1.1. Evaluation de la sensibilité intrinsèque des sols à l'érosion

Les processus d'érosion des sols dans un grand ouest de la France sont principalement liés à la circulation de l'eau sur les versants. La formation d'un excès d'eau à la surface du sol peut tout d'abord avoir pour origine la saturation des formations superficielles. Se met alors en place une circulation de l'eau en sub-surface, contrôlée par la topographie générale du versant, qui apparaît en surface au niveau des bas de versants. Ce type de ruissellement est alors directement associé à des surplus hydrologiques importants. Des processus de ruissellement peuvent également se former lorsque l'intensité des précipitations est supérieure à la capacité d'infiltration des sols (ruissellement hortonien). La formation d'un excès d'eau est alors directement dépendante de la porosité du sol. En domaine tempéré océanique, les précipitations

la station de Caen Carpiquet (15 km du bassin versant) ont été utilisées pour réaliser le bilan hydrique des sols.

Les processus à l'origine de la formation du ruissellement diffèrent donc d'amont en aval du bassin versant de la Seules. La texture des sols situés à l'amont du bassin versant les rend peu sensibles à la battance. Cependant, leur faible épaisseur leur confère une réserve utile limitée, estimée à environ 50 mm (Le Gouée et Delahaye, 2008). Les sols positionnés en amont du bassin versant de la Seules sont donc particulièrement sensibles aux surplus hydrologiques. Le positionnement de ces sols sur les espaces les plus arrosés du bassin versant contribue également à renforcer l'importance des surplus hydrologiques. Ces derniers ont été évalués à 370 mm et 257 mm pour les années hydrologiques 2009 – 2010 et 2010 – 2011 (fig.6.2). Au cours de la période de mesure, ces sols ont été saturés au cours du mois de novembre. Ils ont ainsi pu engendrer des processus de ruissellement durant la quasi-totalité des périodes automnales et hivernales. A l'inverse, les sols positionnés en domaine sédimentaire présentent des épaisseurs, et donc des réserves utiles, bien supérieures, comprises sur les plateaux entre 130 et 195 mm (Le Gouée et Delahaye, 2008). Ces sols ont par conséquent présenté des surplus hydrologiques inférieurs et ne sont donc saturés que sur des périodes beaucoup plus limitées, comprises entre fin décembre et fin février. Ces sols, développés sur limons éoliens, présentent cependant une stabilité structurale beaucoup plus faible. Ils sont par conséquent nettement plus sensibles à la formation d'une croûte de battance (fig.6.3).

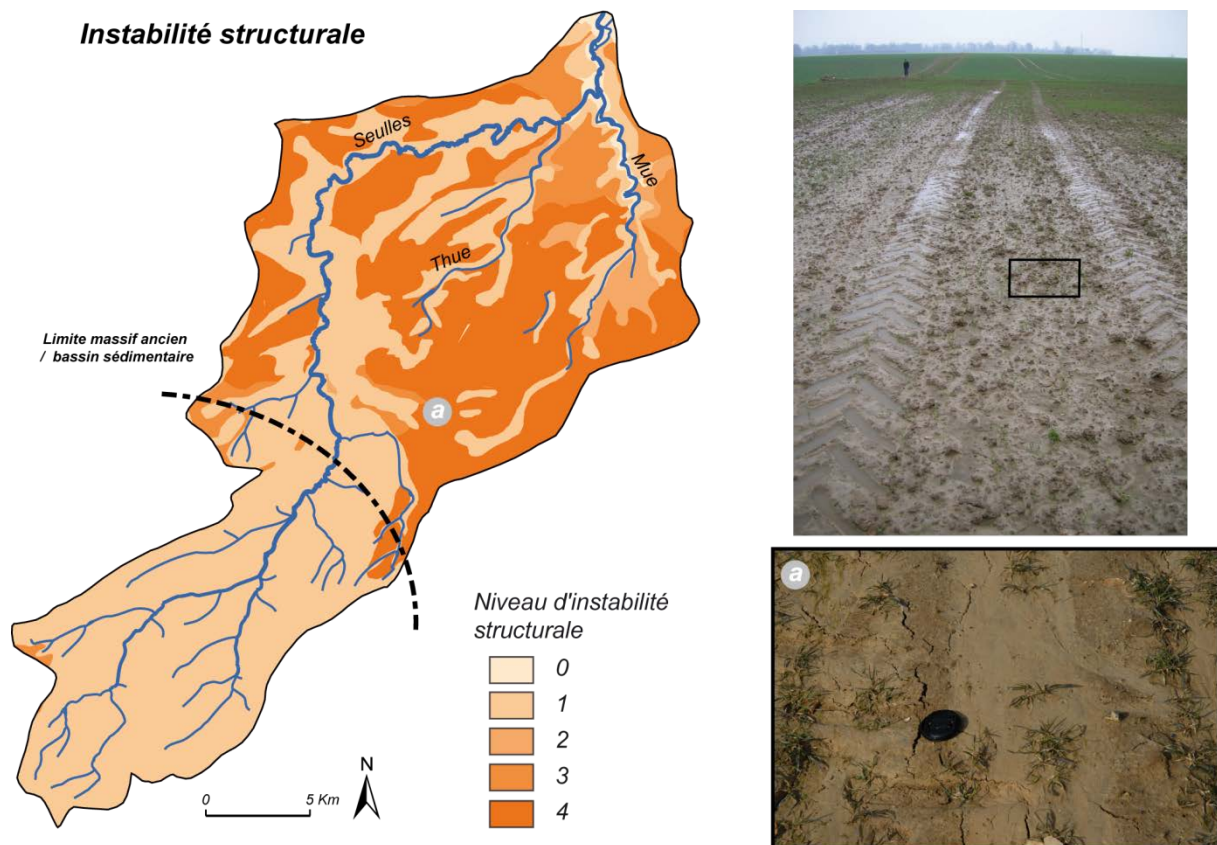


Figure 6.3 : Instabilité structurale² des sols sur le bassin versant de la Seules. Source des données : Le Gouée et Delahaye (2008). Photos : Viel Vincent, bassin versant du Bordel, Février 2006.

² La méthode de calcul de l'instabilité structurale est décrite dans Le Bissonnais et Soucher (1995), puis publiée par l'AFNOR en 1995. Discretisation établie par P. Le Gouée (Le Gouée et Delahaye, 2008).

Le diagnostic devrait être approfondi en prenant en compte notamment les pratiques agricoles au sein des parcelles, mais il existe bien un potentiel érosif fort sur le bassin versant de la Seulles. A l'amont, ce potentiel est lié à de forts surplus hydrologiques en période automnale et hivernale. A l'aval, les surplus ne se produisent que plus tardivement au cours de l'hiver. C'est cependant la faible stabilité structurale des sols qui s'avère responsable de la mise en place de phénomènes de battance et augmente la sensibilité des sols au ruissellement et à l'érosion.

1.1.2. Impacts de l'occupation du sol sur les dynamiques spatiales du ruissellement

Les dynamiques de ruissellement sur les versants sont fortement conditionnées par l'occupation du sol. Celle-ci joue en premier lieu un rôle majeur sur la ***production de ruissellement***. En effet, la présence d'une couverture végétale à la surface du sol permet de limiter et de retarder la formation d'une croûte de battance en maintenant ouverte la porosité des sols et en limitant « *l'effet splash* » des précipitations lors de leur impact sur le sol. Des phénomènes de tassement des sols liés au passage des engins agricoles dans les parcelles peuvent aussi favoriser la production de ruissellement, malgré des niveaux de couverture du sol importants. L'occupation du sol va également influencer la ***production en sédiments*** de la parcelle. C'est notamment le cas lorsque la croissance des cultures demande un affinement important de l'horizon de labour (pomme de terre, maïs, lin ...). L'occupation du sol peut cependant favoriser la ***ré-infiltration*** de tout ou partie du ruissellement produit plus en amont lorsque les couvertures végétales jouent un rôle de filtre des écoulements de surface et permettent un bon maintien de la macro-porosité des sols (prairies, forêts).

A l'échelle de la parcelle, les dynamiques de ruissellement dépendent principalement des pratiques agricoles. Ces dernières sont en effet à l'origine de différents motifs agraires issus des multiples opérations de travail du sol, tels que le sens du labour ou la localisation des fourrières, traces de roues et dérayures au sein de la parcelle (Auzet, 1990 ; Souchère, 1995 ; Takken, 1999, 2001). Ces éléments, particulièrement variables d'une année sur l'autre, vont conditionner de différentes manières les dynamiques de ruissellement. Dans certains cas, ils peuvent modifier le cheminement topographique du ruissellement. Les traces de roues et le sens du labour jouent ici un rôle fondamental. Les traces d'incision en Rill – Inter Rill et en Baïonnette en sont de bons exemples. Ces motifs agraires vont également définir une rugosité du sol qui va agir principalement sur la vitesse de concentration du ruissellement (Auzet, 1990 ; Govers et al, 2000 ; Delahaye, 2002). En effet, l'affinement du sol lors du semis et la présence de sillons ou de billons vont déterminer la détention superficielle des sols, c'est à dire la capacité des sols à stocker de l'eau dans les micro-dépressions présentes en surface. Ainsi, un semi très affiné associé à des sillons peu marqués permettra une détention superficielle peu importante, et favorisera une mise en mouvement et une concentration rapide du ruissellement dans la parcelle. A l'inverse, des sols peu affinés restés à l'état motteux ou des semis placés sur des billons disposés perpendiculairement à la pente auront une capacité de stockage du ruissellement plus importante. Les seuils de précipitations nécessaires à la circulation de l'eau dans la parcelle agricole seront alors nettement plus élevés.

A plus large échelle, les motifs agraires n'agissent pas directement sur le potentiel de connectivité hydrologique d'un bassin versant, dans la mesure où ils ne représentent pas des obstacles majeurs susceptibles de stocker des quantités importantes de ruissellement sur les versants. Ces éléments vont davantage faire évoluer les seuils de précipitations nécessaires à la

concentration puis à la connexion des écoulements de surface au cours d'eau. Ainsi, à l'échelle du versant ou du bassin versant, déterminer l'influence de l'occupation du sol sur les dynamiques de ruissellement revient principalement à analyser les échanges de compétence du ruissellement entre les parcelles agricoles, compte tenu de leur capacité à produire du ruissellement, des sédiments ou au contraire à ré-infiltrer les écoulements de surface.

De nombreuses études se sont penchées sur l'impact de l'occupation du sol et son organisation dans l'espace sur les dynamiques de ruissellement. Par exemple, Delahaye (2002) a comparé les figures d'érosion observées à la suite d'un épisode orageux dans le pays de Caux sur deux bassins versants pour lesquels la répartition de l'occupation du sol en terme de pourcentage est équivalente, mais dont l'organisation spatiale des surfaces en herbe diffère singulièrement. Dans le premier bassin versant, les surfaces en herbe sont localisées en amont, dans les zones de concentration du ruissellement. Dans le second, les prairies sont davantage regroupées dans un des vallons élémentaires du bassin versant. Les résultats observés montrent que, pour des épisodes hydrologiques identiques, l'intensité des figures d'érosion est beaucoup moins marquée sur le bassin versant dont les prairies sont localisées dans les zones de concentration du ruissellement. De la même manière, de nombreuses simulations spatiales, réalisées à partir de modèles de simulation du ruissellement tels que STREAM ou Ruicells vont dans le même sens et insistent sur l'importance de la localisation des surfaces enherbées au sein du bassin versant (Souchère, 2003 ; Douvinet, 2008, Viel, 2006).

L'agrandissement parcellaire nécessité par la mécanisation de l'agriculture au lendemain de la seconde guerre mondiale, a également eu des conséquences importantes sur la sensibilité des espaces au ruissellement érosif. L'apparition de grands impluviums potentiellement ruisselants ont parfois permis d'atteindre les seuils de ruissellement nécessaires à l'apparition de traces d'incision majeures dans les parcelles agricoles. De même, les opérations de remembrement ont conduit à la suppression de certaines parcelles enherbées localisées dans des points clés du bassin versant, notamment dans les zones de concentration du ruissellement. La suppression de ces surfaces enherbées a, dans certains cas, permis de connecter entre eux les écoulements provenant des différents vallons du bassin versant et d'engendrer des écoulements de surface très importants en aval, augmentant dans le même temps considérablement la sensibilité des espaces à l'érosion hydrique des sols. La sensibilité des versants ou des bassins versants est cependant variable dans le temps puisque les rotations culturales des parcelles modifient chaque année les échanges de compétences hydrauliques entre les parcelles agricoles, et font évoluer la sensibilité des espaces aux dynamiques de ruissellement.

L'occupation du sol et son organisation dans l'espace jouent donc un rôle fondamental dans les dynamiques de ruissellement en terme de production des écoulements de surface et de sédiments, et en terme de propagation du ruissellement. Observées à l'échelle du versant ou du bassin versant, elles ne modifient cependant pas profondément les dynamiques topographiques des écoulements de surface.

1.2. Influence des structures linéaires sur le cheminement des écoulements de surface sur les versants

La contribution des versants au budget sédimentaire d'un cours d'eau a jusqu'à présent été décrite comme étant la combinaison des dynamiques topographiques et de l'organisation dans l'espace des états de surface des parcelles agricoles. Toutefois, l'occupation du sol n'est pas le

seul paramètre responsable des dynamiques de ruissellement dans un bassin versant. Cette analyse, principalement basée sur les relations hydrologiques et topographiques entre les parcelles, est insuffisante lorsque de nombreux aménagements linéaires viennent perturber le cheminement des eaux à la surface des versants. Il est donc important d'intégrer l'impact de l'ensemble des composantes de la structure paysagère sur les dynamiques de ruissellement (Bocher, 2005 ; Viel, 2006).

En domaine bocager la situation est en effet plus complexe. E. Bocher (2005) montre que, « dans les systèmes complexes, les écoulements de surface peuvent se réorganiser en présence d'aménagements linéaires ayant pour conséquence d'une part de connecter des unités spatiales parfois très éloignées et d'autre part de modifier les limites conventionnelles du bassin versant ». L'agencement des différentes structures linéaires (haies, fossés, voirie, positionnement des entrées de champs, etc.) va ainsi mettre en jeu des connexions et des déconnexions hydrologiques qui diffèrent des dynamiques purement topographiques observées généralement en domaine d'openfield (Moussa et al, 2002 ; Ludwig et al, 1996 ; Merot et al, 1999b).

1.2.1. Le rôle hydrologique des haies

L'efficacité hydrologique du maillage bocager sur les écoulements de surface est sans doute le paramètre le plus souvent étudié en domaine bocager. L'efficacité hydrologique du bocage n'est en effet plus à prouver. La comparaison en Bretagne de bassins présentant des caractéristiques physiques semblables a montré que les volumes de crues étaient de 1,5 à 3 fois plus importants sur un bassin ouvert que sur un bassin versant bocager, pour les mêmes averses (Mérot, 1978). Cependant, toutes les haies n'ont pas le même impact sur les écoulements de surface, le critère le plus important étant la position de la haie par rapport à la pente (Mérot 1978 ; Carnet, 1978, 1979 ; Mette et Sattelmacher, 1994 ; Merot et al 1999a, b). En effet, une haie parallèle à la pente n'aura aucun effet sur les écoulements de surface alors qu'une haie placée perpendiculairement permettra, dans certaines conditions, une ré-infiltration totale ou partielle du ruissellement (fig.6.4). Dans ce cas, la présence d'un talus sera un élément fondamental du rôle hydrologique de la haie. De même, lorsque la haie est placée en position oblique vis-à-vis de la pente générale du versant, elle aura davantage pour effet de dévier le ruissellement. Le rôle hydrologique des haies est donc inégal.

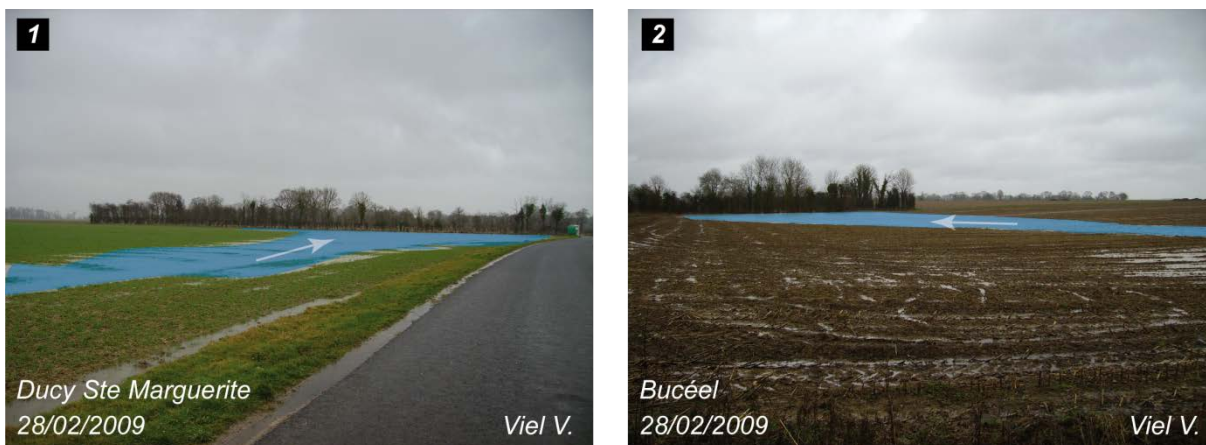


Figure 6.4 : Rôle hydrologique des haies perpendiculaires à la pente.

Au-delà de la position de chacune des haies les unes indépendamment des autres, c'est également le cloisonnement hydrologique permis par le maillage bocager dans son ensemble qui va jouer un rôle important. Le cloisonnement total d'une parcelle, même si les haies ne sont pas parfaitement perpendiculaires à la pente, peut en effet permettre de stocker l'intégralité du ruissellement produit dans une parcelle et donc de la déconnecter du cours d'eau. Le cloisonnement des parcelles permet en effet la formation de « puits » (Mérot, 1999), c'est-à-dire un « *point bas où le chemin de l'eau se termine* ». Une haie oblique par rapport à la pente va ainsi dévier le ruissellement jusqu'à ce qu'une seconde haie vienne stopper les écoulements de surface. En l'absence de puits, le ruissellement reprendra une dynamique topographique et pourra se connecter au cours d'eau. C'est pourquoi, même si l'on cherche à conserver un maximum de haies positionnées perpendiculairement à la pente, la fragmentation de plus en plus importante du maillage bocager est à l'origine de la connexion au cours d'eau d'une surface parfois importante des bassins versants bocagers. En influençant le stockage et le cheminement des écoulements de surface, le positionnement des haies par rapport à la pente ainsi que la structure du maillage bocager vont être les principaux facteurs de contrôle influençant le niveau de connexion des versants vis-à-vis du cours d'eau.

1.2.2. Le rôle hydrologique des fossés

Le rôle hydrologique des fossés est *a priori* aisément identifiable. Situés le long de la voirie ou disposés en association avec les linéaires de haies, ils permettent une prise en charge du ruissellement de surface. Dans les faits, derrière le terme « fossé » se cache une grande hétérogénéité. Adamiade (2004) détermine quatre fonctionnements principaux (fig.6.5).

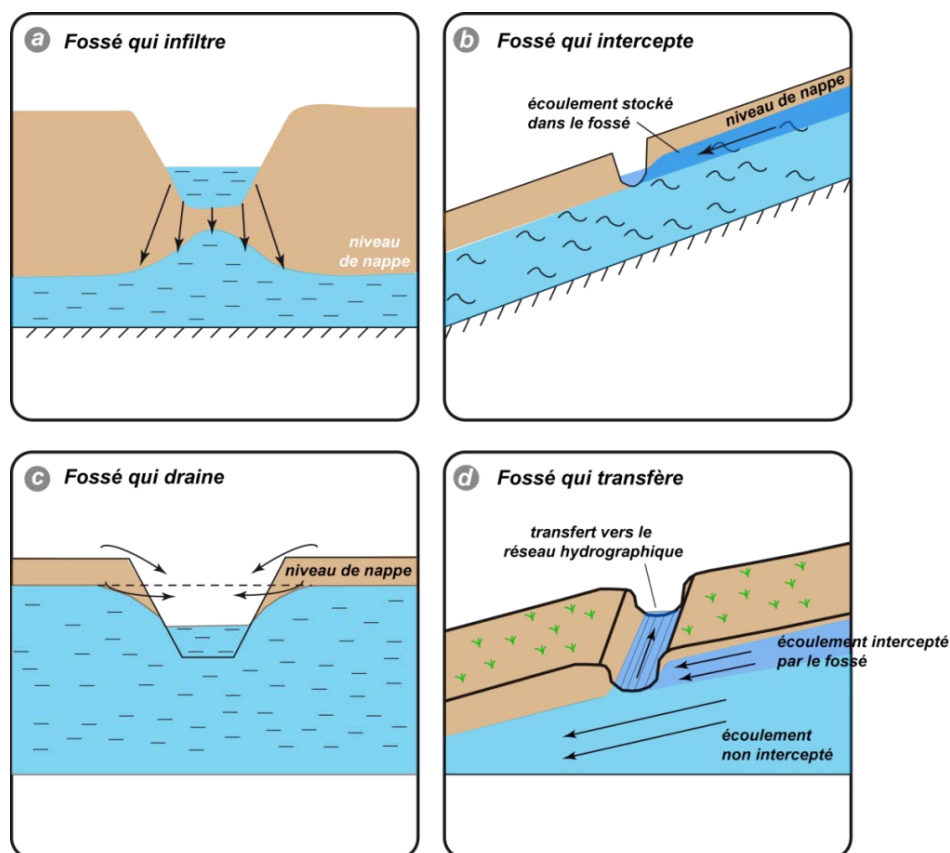


Figure 6.5 : Typologie du rôle hydrologique des fossés. Modifié d'après Adamiade (2004).

La majorité des fossés a pour effet de faciliter l'écoulement des eaux de surface vers le cours d'eau en accélérant l'évacuation des surplus d'eau (ruissellement de surface et hypodermique) des versants vers le cours d'eau. Cependant, ponctuellement, des phénomènes de contrepente peuvent provoquer le stockage des écoulements sur les versants. De la même manière, leur état (végétation, curage, etc.) va moduler fortement les capacités de ré-infiltration du ruissellement lors de son transfert dans les fossés. Enfin, pour alimenter la charge solide exportée du bassin versant, les fossés devront former un réseau connecté au cours d'eau. La notion de réseau de fossé est donc un paramètre important à prendre en compte.

1.2.3. Le rôle hydrologique du réseau routier et des entrées de champs

La prise en compte du réseau routier est également un élément fondamental. En effet, ces aménagements imperméables vont avoir la capacité, lorsqu'ils recoupent le cours d'eau, de transférer le ruissellement depuis des espaces parfois éloignés du talweg jusqu'au cours d'eau (Sebbab, 2000 ; Moussa et al, 2002 ; Bocher, 2005). Le rôle hydrologique du réseau routier est cependant très variable selon la morphologie du tablier (fig.6.6).



Figure 6.6 : Typologie du rôle hydrologique du réseau routier.

Un tablier surélevé sur le versant (A) favorise la déviation ou le stockage des écoulements en amont de l'ouvrage. L'impact sera alors identique à celui d'une haie. Dans les faits, cet impact est souvent limité dans le sens où les aménageurs prévoient généralement de positionner une buse sous le tablier afin d'éviter que l'ouvrage ne soit noyé. Lorsque la route est insérée dans le versant (B), son rôle hydrologique est très limité et l'ouvrage ne modifie pas la dynamique topographique des écoulements de surface. Enfin, si le réseau routier prend la forme d'un creux (C), il joue alors le rôle de « collecteur » du ruissellement et assure la fonction de transfert du ruissellement vers les points bas du bassin versant. C'est ensuite l'organisation dans l'espace du réseau routier qui déterminera la connexion ou non des écoulements de surface vis-à-vis du cours d'eau. Or, en domaine de bocage, le réseau routier, particulièrement dense pour permettre l'accès à l'ensemble des petites parcelles, prend le plus souvent cette forme de creux. En effet, positionné généralement entre deux haies sur talus, les écoulements de surface sont contraints de suivre le linéaire routier selon la topographie générale du versant.

De ce fait, en domaine bocager, le positionnement des entrées de champs, sans doute l'élément le moins souvent pris en compte dans les études sur les dynamiques de ruissellement, joue un rôle fondamental. Points de contact entre les parcelles agricoles et le réseau routier, formant une ouverture dans le maillage bocager, ces petits aménagements agricoles vont considérablement augmenter le niveau de connectivité d'un bassin versant en jouant le rôle de lien hydrologique entre les surfaces produisant sédiments et ruissellement et les linéaires qui assurent la fonction de transfert (fig.6.7). L'impact bénéfique du réseau de haies peut ainsi être réduit à néant lorsque les entrées de champs sont positionnées en bas de parcelles agricoles sur les versants, et elles peuvent être responsables de la connexion de surfaces parfois importantes au cours d'eau.



Figure 6.7 : Ruissellement connecté au réseau routier par le biais d'une entrée de champ.

1.2.4. Bilan

Il est donc possible d'identifier quatre types d'impacts de la structure paysagère et de l'occupation du sol sur les dynamiques spatiales des transferts sédimentaires sur les versants (fig.6.8) :

- Les surfaces, qui jouent un rôle de **production ou d'infiltration du ruissellement**.
- Les linéaires, qui favorisent le **transfert du ruissellement** depuis les parcelles agricoles vers le cours d'eau : les réseaux de fossés et le réseau routier.

- Les entrées de champs, qui assurent **la connexion** entre les parcelles agricoles et les réseaux.
- Les haies, qui **modifient ou limitent l'écoulement des eaux** sur les versants, déconnectant certaines portions de versants du cours d'eau.

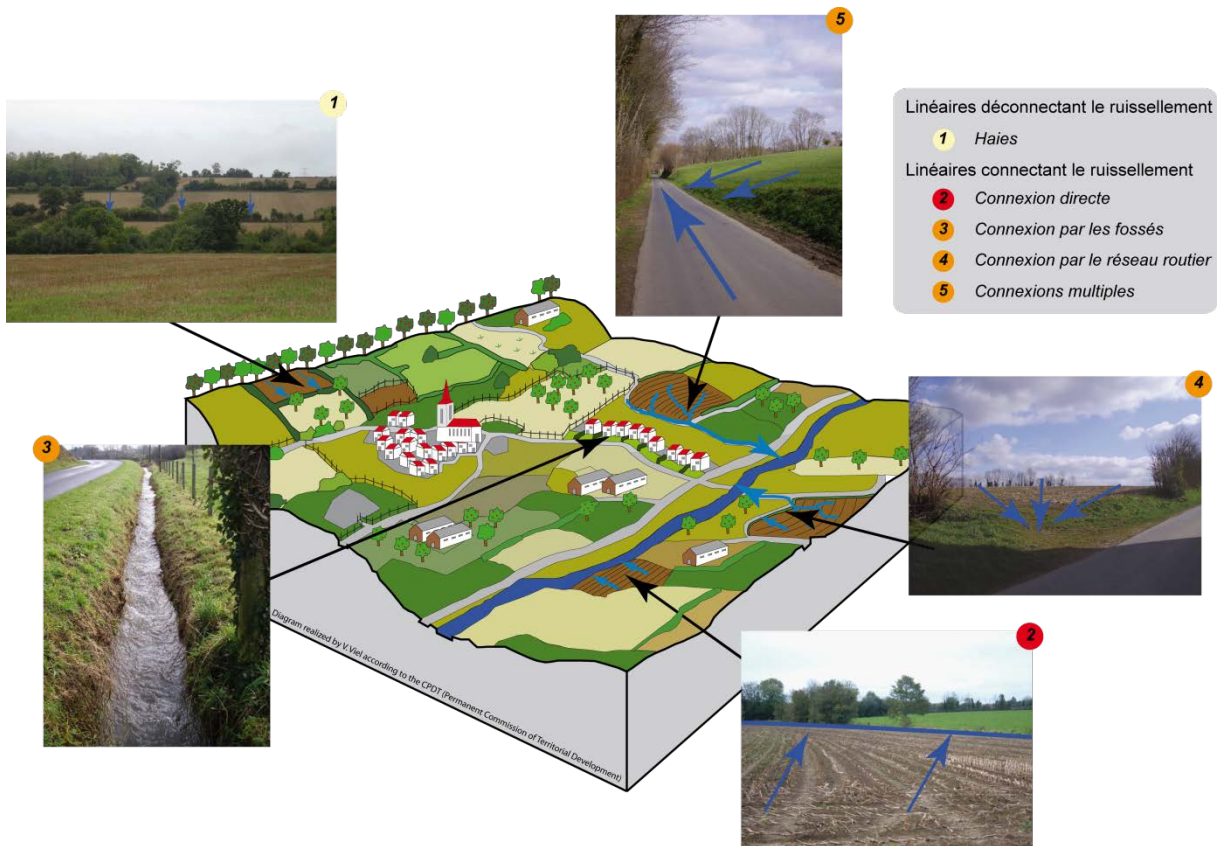


Figure 6.8 : Diversité des liens hydrologiques au sein d'un bassin versant, Conférence Permanente du Développement Territorial, Pays de Herve, modifié.

1.3. Vers l'analyse de la connectivité hydrologique d'un bassin versant

Chacun des effets hydrologiques de l'occupation du sol et de la structure paysagère des bassins versants décrits jusqu'à présent vont se combiner et engendrer un réseau de drainage artificiel complexe qui va profondément modifier le cheminement topographique du ruissellement sur les versants. D'autre part, même si des transferts sédimentaires sont observés à l'échelle de la parcelle, l'agencement dans l'espace du réseau de haies ou de talus peut déconnecter du cours d'eau une part plus ou moins grande du bassin versant. L'entité « bassin versant » doit donc être considérée comme un système complexe où les processus observés à l'échelle de la parcelle ne conditionnent pas nécessairement la réponse globale du bassin versant (Delahaye, 2005). C'est pourquoi, déterminer la contribution des versants dans le budget sédimentaire d'un bassin versant nécessite d'identifier clairement les surfaces réellement connectées au cours d'eau. Il est donc nécessaire de comprendre l'impact global de la structure paysagère sur les dynamiques de ruissellement en déterminant la capacité des flux sédimentaires produits sur les versants à être transférés jusqu'au cours d'eau. Notre réflexion doit à présent se tourner vers une échelle d'observation intermédiaire, adaptée à l'analyse de la connectivité des écoulements de surface entre les versants et le cours d'eau.

1.3.1. Eléments de définition du concept de connectivité

L'analyse de la connectivité hydrologique s'est largement répandue depuis le début des années 2000 et a donné lieu à plus d'une centaine de publications en l'espace de 10 ans (Ali et Roy, 2009 ; Burt et Pinay, 2005). Ce concept a été développé en premier lieu par les écologistes (Amoros et Bornette, 2002 ; Pringle, 2003) pour décrire les transferts de matière liquide ou solide et d'énergie induits par l'eau entre les différents compartiments du cycle de l'eau afin d'en analyser les conséquences sur le développement des biotopes et de la biocénose (Pringle, 2003 ; Braken et Croke, 2007). Cette notion a été associée ensuite à des problématiques hydrologiques et géomorphologiques pour décrire les relations non linéaires d'une échelle à l'autre des transferts d'eau, de sédiments ou de nutriments au sein d'un versant ou d'un bassin versant (Brierley et al, 2006 ; Bracken et Croke, 2007 ; Tetzlaff, 2007 ; Lane et al, 2004 ; Hooke, 2003 ; Stieglitz et al, 2003 ; Croke et al, 2005). L'objectif est alors de mesurer l'impact des structures spatiales sur le cheminement des flux sédimentaires à la surface (Western et al, 2001 ; Knudby et Carrera, 2005) ou en subsurface des versants (Creed et Band, 1998 ; Vidon et Hill, 2004 ; Ocampo et al, 2006).

L'engouement observé pour le concept de connectivité hydrologique s'explique donc par l'approche multiscalaire du fonctionnement des bassins versants qu'il rend possible (Sylvapalan et al, 2003 ; Slaymaker, 2006). En effet, en permettant de déterminer avec précision les parcelles ou les groupes de parcelles qui contribuent potentiellement à la charge solide d'un cours d'eau, l'analyse de la connectivité hydrologique permet de mettre en relation des processus interdépendants (tels que l'érosion des sols sur les versants et le transport solide d'un cours d'eau) qui se déroulent à des échelles spatiales différentes, à savoir la parcelle agricole et le bassin versant. Cela permet de prendre en compte les paramètres responsables d'une part de la production de sédiments, et ceux responsables d'autre part de la circulation parfois complexe du ruissellement sur les versants. Ainsi, en proposant un outil de mesure de l'impact de la structuration de l'occupation du sol et des aménagements linéaires dans le fonctionnement global d'un bassin versant, le concept de connectivité hydrologique permet de contribuer à la réflexion sur les problèmes de transfert d'échelle de mesures au sein des bassins versants (parcelle, versant, bassin versant). En cela, l'analyse de la connectivité hydrologique est devenue essentielle à la compréhension du comportement des bassins versants (Lane et al, 2004 ; Fryirs et al, 2007a, b ; McDonnell et al, 2007 ; Pringle, 2003 ; Tezlaff et al, 2007 ; Ali et al, 2009).

L'analyse de la connectivité hydrologique sur le bassin versant de la Seulles s'est déroulée en deux étapes successives. Seules les surfaces connectées au cours d'eau sont susceptibles de contribuer à la charge solide de ce dernier. Nous avons donc adopté dans un premier temps une vision « statique » (Lexarta-Artza et Wainwright, 2009) ou « structurelle » (Turnbull et al, 2008 ; Bracken et Corke, 2007) de la connectivité hydrologique déterminant un potentiel de surfaces de versants connectées au cours d'eau compte tenu de la topographie, de l'occupation du sol et de l'organisation de la structure paysagère du bassin versant. L'analyse a été complétée ensuite par une approche plus « fonctionnelle » (Lexarta-Artza et al, 2009) des surfaces connectées dont l'objectif était de quantifier la production sédimentaire de chacune des surfaces connectées au cours d'eau, et d'observer la variabilité de la production sédimentaire de chacune d'entre elles.

1.3.2. Mise en place d'une typologie de la connectivité hydrologique d'un bassin versant

Analyser la connectivité hydrologique revient à définir un référentiel géographique intermédiaire entre l'échelle de la parcelle agricole, adéquate pour l'évaluation de la sensibilité des sols au ruissellement et à l'érosion, et l'échelle du bassin versant communément utilisée pour analyser les flux sédimentaires d'un cours d'eau. Cette échelle intermédiaire peut être définie comme un «*îlot de ruissellement*» (Viel, 2006). A partir des liens hydrologiques identifiés en début de chapitre, il est possible de faire une typologie simple de ces connexions hydrologiques (fig.6.9). Trois cas de figures sont ainsi possibles :

Le premier type de connexion hydrologique représente les connexions dites « directes » (A). Il s'agit d'espaces où la dynamique des écoulements de surface n'est pas modifiée par les différents réseaux anthropiques. Ce sont les connexions hydrologiques les plus simples. En domaine bocager, il s'agit des parcelles ou groupes de parcelles connexes à un cours d'eau drainé de manière permanente. En domaine d'openfield, en l'absence d'obstacles au ruissellement, ces surfaces peuvent remonter beaucoup plus haut sur les versants.

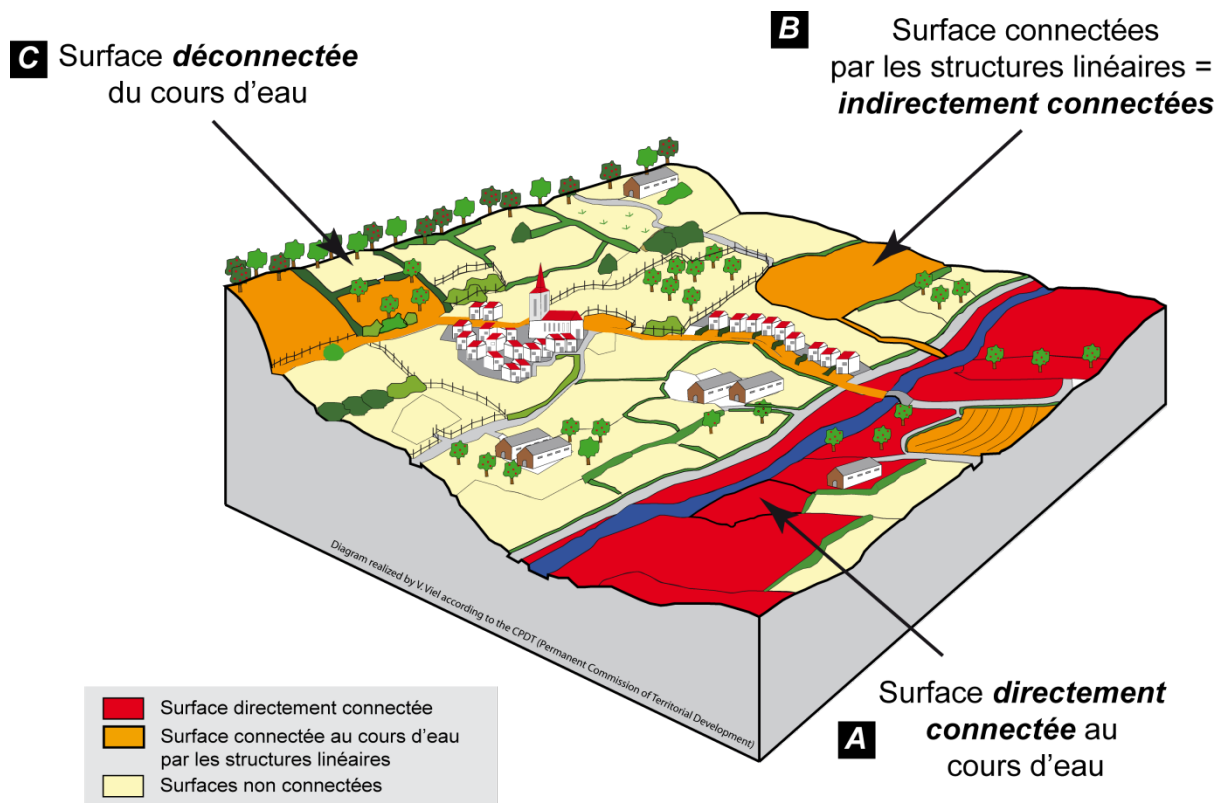


Figure 6.9 : Typologie des connexions hydrologiques dans un bassin versant. Conférence Permanente du Développement Territorial, Pays de Herve, modifié.

Cependant, comme on l'a vu, l'organisation spatiale de la structure paysagère influence fortement les chemins de l'eau sur les versants. En milieu bocager plus qu'ailleurs, les écoulements de surface peuvent donc être très fortement modifiés par la structure paysagère. Ainsi, la dichotomie entre des parcelles qui seraient directement connectées au cours d'eau et d'autres qui ne le seraient pas apparaît trop simpliste. C'est pourquoi nous avons également distingué des **connexions dites « indirectes » (B)**. Il s'agit ici des surfaces sur lesquelles la

dynamique des écoulements est modifiée par la structure paysagère. Ce sont le plus souvent des parcelles éloignées du cours d'eau et connectées artificiellement par les différents types de réseaux. C'est au travers de ce type de connexions que l'on mesure l'impact de la structure paysagère sur la connectivité hydrologique du bassin versant.

Enfin, les surfaces n'appartenant ni aux connexions directes, ni aux connexions indirectes sont considérées comme n'étant *pas connectées* au cours d'eau (C).

2. Analyse spatiale des dynamiques de ruissellement sur les versants

2.1. Démarche méthodologique

De nombreuses études se sont attachées à déterminer la connectivité hydrologique de petits bassins versants agricoles. Ces dernières sont principalement réalisées à partir de modélisations spatiales (Carluer, 1998 ; Bocher, 2005 ; Carluer et Marsily, 2004 ; Lane, 2004 ; Fryirs, 2007b ; Tortrat, 2004, 2005 ; Gascuel-Odoux et al, 2009 ; Aurousseau et al, 2009 ; Macary, 2009) dont les données d'entrée ont été digitalisées à partir de photo-interprétation, validées *a posteriori* sur le terrain. D'autres ont développés une approche mixte entre mesures sur le terrain et modélisation empirique (Croke et al, 2005).

Nous avons fait le choix d'une méthodologie basée sur une approche de terrain qui consiste en un relevé de la structure paysagère et de l'occupation du sol dans son intégralité. Cette démarche nécessite beaucoup de temps. Elle est néanmoins nécessaire si l'on souhaite poser un diagnostic précis sur l'état des connexions sur les versants. En effet, certains linéaires tels que les fossés ne sont pas visibles par photo-interprétation, notamment lorsqu'ils sont associés au réseau de haies. Leur rôle est pourtant majeur lorsqu'ils forment un réseau continu permettant au ruissellement de surface d'être connecté au cours d'eau. D'autres détails tels qu'une incision dans une haie, non visible sur les photographies aériennes, peuvent aussi avoir des conséquences importantes sur la connectivité des écoulements à l'échelle du bassin versant. La première étape du travail consiste ainsi à réaliser un état des lieux des linéaires de la structure paysagère (haies, talus, fossés, *etc.*) et de leur influence sur le cheminement des écoulements de surface. L'ensemble de ces informations est alors intégré au sein de bases de données géoréférencées, ce qui permet de dresser la cartographie et la typologie des connexions hydrologiques.

Ces relevés de terrain ont été réalisés sur les bassins versants de la Petite Seuline et de Lingèvres (fig.6.10), représentatifs de la diversité des paysages observés en contexte armoricain pour le premier et de transition avec le Bassin Parisien pour le second³. Le bassin versant de la Petite Seuline présente un maillage bocager assez bien conservé dans les fonds de vallées qui demeurent aujourd'hui principalement enherbés. Ce maillage bocager est cependant beaucoup plus dégradé sur les hauts de versants largement mis en culture. Le bassin versant de Lingèvres présente quant à lui une occupation du sol contrastée selon un axe Nord / Sud. On observe en effet dans la partie Sud du bassin versant un morcellement parcellaire et une densité de haies très marqués, avec une très nette domination des surfaces enherbées. La partie Nord est à l'inverse presque dépourvue de haies, laissant place à des parcelles cultivées beaucoup plus imposantes, comparables à ce qui est observé en domaine d'openfield. Les différences

³ Pour une présentation plus détaillée des bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline, se référer au chapitre 3, paragraphe 1.2.

d'organisation de l'espace en terme d'occupation du sol et de répartition du maillage bocager entre les deux bassins versants permettront de discuter les impacts respectifs de la densité et de l'organisation de la structure paysagère dans l'espace sur la connectivité hydrologique d'un bassin versant. La mesure en continu des transferts sédimentaires aux exutoires de ces deux bassins versants est également un élément important si l'on souhaite comparer la contribution des versants au volume global de sédiments exportés au cours de la crue.

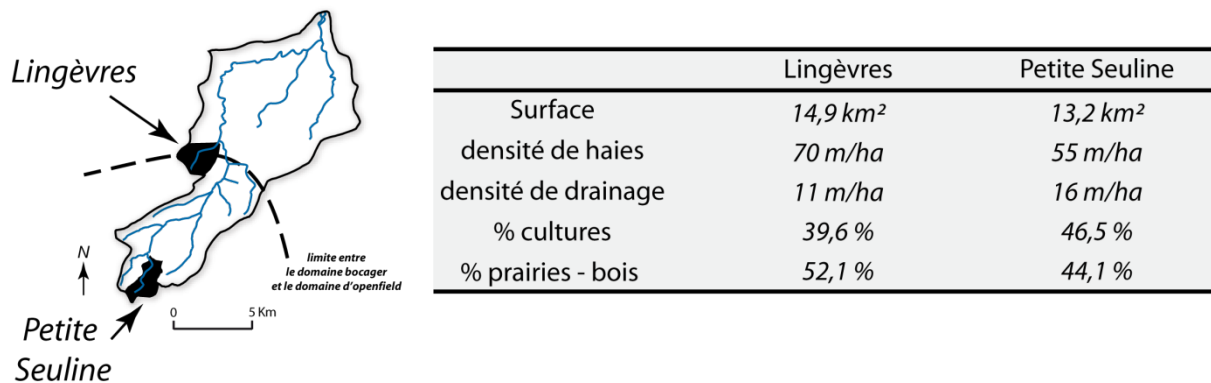


Figure 6.10 : Caractéristiques des bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline.

2.2. Réalisation d'un diagnostic environnemental des connexions hydrologiques dans les bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline

2.2.1. Le réseau de haies

L'impact hydrologique des haies va être fortement influencé par son positionnement par rapport à la pente, la présence d'un talus et le niveau de fractionnement du maillage bocager. Le rôle hydrologique des haies est donc bien loin d'être homogène d'une haie à l'autre. Il est par conséquent important d'évaluer et de qualifier ce rôle hydrologique (Vandevielle, 1998).

Pour cela, nous avons réalisé une typologie basée sur l'intégration de différents critères, principalement qualitatifs, déterminant le rôle hydrologique des haies. Les différents facteurs retenus sont identifiés puis hiérarchisés au regard de l'importance qui leur est habituellement conférée dans les nombreuses études menées depuis plusieurs années (Carnet, 1978 ; Bazin, 1995 ; Mérot et al, 1999a, b ; Vandevielle, 1998 ; Caubel, 2001 ; Baudry et Jouin, 2003 ; Walter et al, 2003 ; Dautrebande, 2003 ; Alberts et al, 2003 ; Viaud, 2004 ; Bocher, 2005). Cet état des lieux bibliographique montre que deux facteurs discriminent principalement le rôle hydrologique des haies. La présence d'un talus joue tout d'abord un rôle fondamental. De fait, seule une haie positionnée sur un talus représente une barrière efficace vis-à-vis des écoulements de surface. Le positionnement de la haie par rapport à la pente est lui aussi fréquemment évoqué. Une haie positionnée parallèlement à la pente n'a de fait aucune incidence sur le cheminement du ruissellement, contrairement à une haie qui serait disposée perpendiculairement sur le versant. Quatre autres facteurs semblent conditionner plus secondairement le rôle hydrologique des haies : la pente du versant, la localisation de la haie sur le versant, les caractéristiques de la parcelle amont et enfin le type de végétation composant la haie.

Dans la typologie proposée, chacun des critères se voit attribuer une valeur déterminée selon l'importance qui lui est donnée dans la bibliographie et confirmé par les observations de terrain qui ont pu être réalisées lors du relevé de chacun des linéaires. La hiérarchie entre les critères apparaît alors au travers de l'amplitude des valeurs de codage (fig. 6.11). La somme des valeurs obtenues par chacune des haies (30 points au maximum) est convertie en note sur 20 points qui permet de discriminer les haies en quatre classes d'efficacité hydrologique égales, de la plus faible ([0 - 5[) à la plus forte ([15 - 20]).

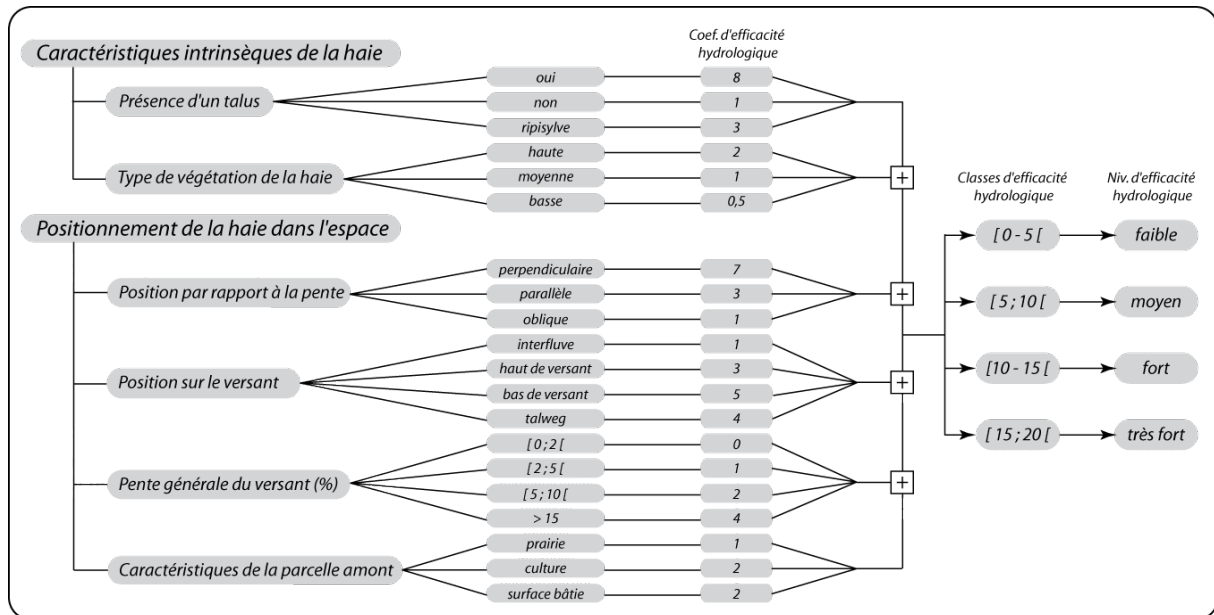


Figure 6.11 : Démarche méthodologique appliquée pour évaluer le rôle hydrologique des haies.

L'évaluation du rôle hydrologique des haies sur chacun des deux bassins versants peut nous amener à diverses observations. Comme on pouvait s'y attendre, les linéaires de haies sont très réduits sur la partie Nord du bassin versant de Lingèvres. Le plus souvent supprimées lors du remembrement du début des années 1970, il ne reste aujourd'hui que quelques reliques de haies, positionnées le long des linéaires routiers. Leur rôle hydrologique est donc très réduit. Seules les haies cartographiées comme hydrologiquement efficaces dans ces espaces ont été conservées, mais sont dans la majorité des cas incisées pour permettre aux écoulements de surface de traverser les linéaires de haies (fig.6.12a). En domaine bocager, la répartition des haies par classe d'efficacité hydrologique laisse apparaître des situations plus contrastées. Le bassin versant de Lingèvres présente des linéaires de haies peu efficaces, malgré des densités de haies importantes (70 m.ha⁻¹). Seules 48% d'entre elles sont classées comme jouant un rôle hydrologique « fort » ou « très fort ». A l'inverse, malgré une densité de haies moins élevée (55 m.ha⁻¹), le bassin versant de la Petite Seuline dispose d'un maillage bocager nettement plus efficace. Plus de 65% des linéaires de haies appartiennent aux classes « forte » et « très forte ».

Un maillage bocager très dense ne garantit donc en rien une efficacité hydrologique importante (fig.6.12). C'est pourquoi, au-delà de la densité de haies, c'est avant tout leur organisation et leur positionnement dans l'espace qui va définir réellement la sensibilité des bassins versants à la connectivité hydrologique des écoulements de surface au cours d'eau.

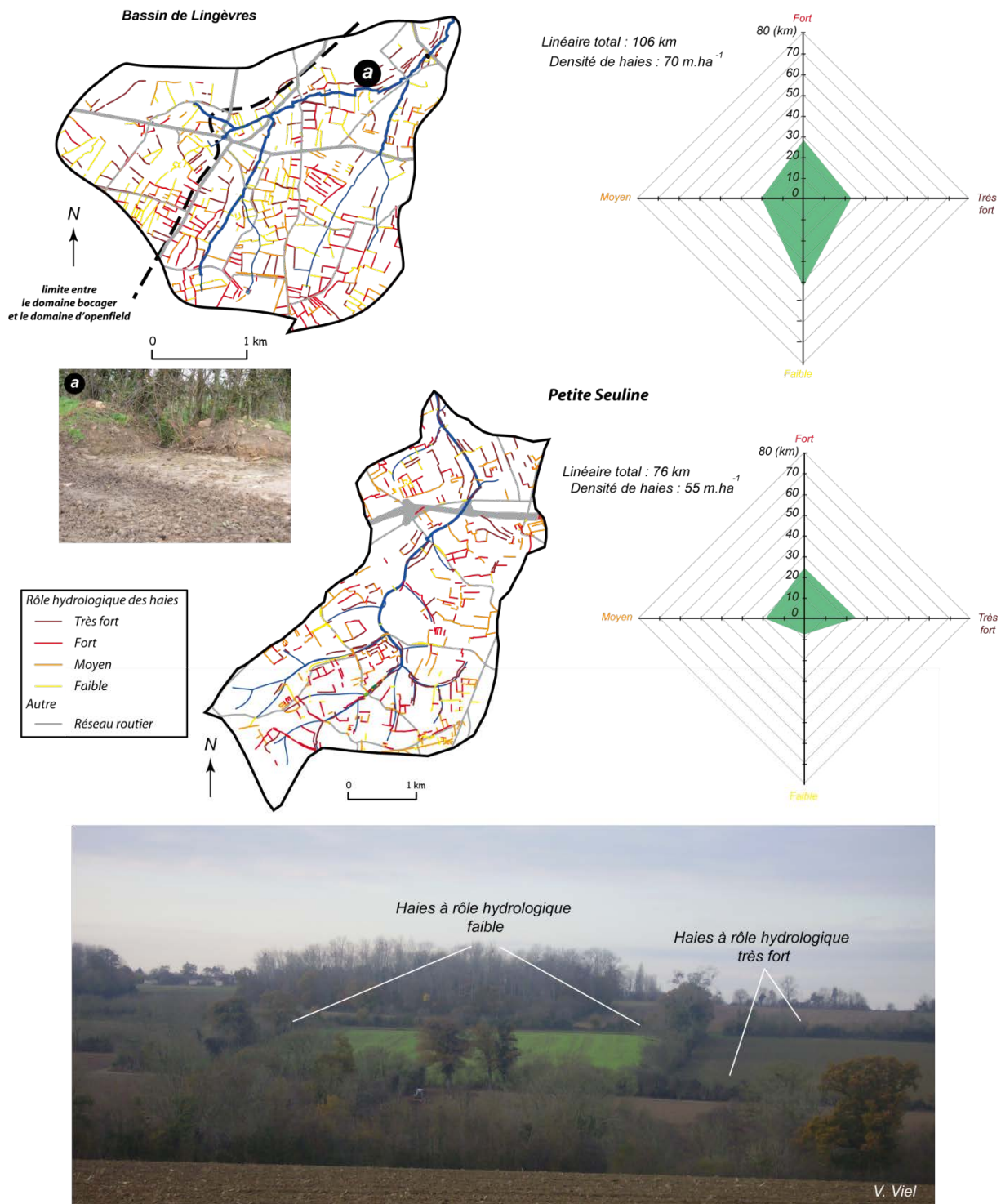


Figure 6.12 : Cartographie de l'efficacité hydrologique des haies et répartition par classe d'efficacité des linéaires de haies.

2.2.2. Le réseau de fossés

Le rôle hydrologique des fossés est très contrasté entre les bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline. Ils ne représentent qu'une longueur totale de 8 Km pour la Petite Seuline et sont principalement localisés le long du réseau routier. Souvent isolés les uns des autres, ils ne

forment qu'un maillage très partiel de l'espace. Ils n'affectent donc pas fortement la connectivité hydrologique entre les versants et le cours d'eau.

Le bassin versant de Lingèvres présente quant à lui un véritable réseau de fossés interconnectés les uns aux autres, notamment à l'amont. Il est beaucoup plus développé et atteint une longueur totale de 40 Km. Il suit généralement le maillage bocager et vient donc drainer un nombre important de parcelles agricoles. Il permet de connecter au cours d'eau des parcelles *a priori* protégées par un réseau de haies efficace. La présence d'un réseau de fossés particulièrement dense à l'amont du bassin s'explique ici par l'affleurement de formations géologiques imperméables (argiles à silex et argiles du Trias). Les couvertures pédologiques, peu épaisses se saturent donc rapidement au cours de l'hiver. Le réseau de fossés a ici pour objectif d'évacuer les excès d'eau qui ne peuvent être infiltrés par les sols afin d'assurer un ressuyage rapide. L'ensemble de ces fossés forme un réseau très ramifié et connecté au talweg principal (fig. 6.13). Il vient compléter le réseau hydrographique naturel et augmenter sensiblement les surfaces connectées au cours d'eau, raccourcissant au passage les distances à parcourir par les écoulements de surface entre les zones de production (les parcelles agricoles) et les linéaires qui assurent la fonction de transfert de ce ruissellement. L'impact des fossés sur la connectivité hydrologique d'un bassin versant est donc particulièrement inégal d'un bassin versant à l'autre. Presque nul sur le bassin versant de la Petite Seuline, il joue un rôle fondamental sur le bassin versant de Lingèvres et rend inefficace un linéaire de haies pourtant important. Il ne faut donc pas sous-estimer le rôle de ces linéaires rarement intégrés dans les modélisations car peu visibles par photo-interprétation. La phase de validation terrain est une étape indispensable si l'on souhaite disposer d'informations fiables en terme de connectivité en domaine bocager.

Nous n'avons considéré dans cette étude que les fossés connectés au réseau hydrographique. Seuls ces derniers peuvent effectivement réaliser la fonction de transfert du ruissellement entre les parcelles agricoles et le cours d'eau. Le sens d'écoulement de chacun des fossés a été déterminé selon la pente observée sur le terrain. Dans les faits, il existe parfois de légères contre-pentes qui rendent plus complexe le fonctionnement des réseaux de fossés. Cependant, lors des événements hivernaux, le suivi de terrain a montré que l'ensemble des fossés raccordés au réseau de drainage principal a fonctionné. Ainsi, les phénomènes de contre-pente ont davantage d'impact sur le seuil de précipitations nécessaires pour mettre en fonctionnement l'ensemble du réseau de fossés, mais ne jouent pas réellement sur la connectivité hydrologique du bassin versant.

2.2.3. Impact de la voirie et du positionnement des entrées de champs

Le réseau routier est un élément déterminant dans l'évaluation du niveau de connectivité d'un bassin versant. En effet, lorsque les routes prennent la forme d'un « creux » et recoupent à de multiples reprises le fond de la vallée, le réseau routier, comme le réseau de fossés, vient compléter le réseau hydrographique principal en connectant des surfaces souvent éloignées du cours d'eau.

En domaine d'openfield, l'impact de la voirie sur le cheminement des écoulements de surface est assez réduit. Souvent insérée sur le versant, elle ne modifie que ponctuellement la dynamique topographique des eaux sur les versants. De par sa morphologie et sa densité, le rôle du réseau routier est en revanche beaucoup plus marqué en domaine de bocage. En effet, bordé

le plus souvent de haies sur talus, il va pouvoir assurer le transfert des écoulements produits sur les versants. La dispersion de l'habitat et le morcellement du parcellaire agricole expliquent ensuite le nombre élevé de points de recoupement entre la voirie et le cours d'eau. En effet, aux départementales qui desservent les principaux bourgs s'associent les communales qui permettent l'accès aux hameaux et de nombreux chemins d'exploitation qui permettent l'accès à l'ensemble des parcelles agricoles. Ainsi, la densité de la voirie associée à la forme en creux qui la caractérise lui confèrent un impact très important sur le niveau de connectivité hydrologique du bassin versant. Le réseau routier vient alors compléter le réseau de drainage permanent du bassin versant. C'est pourquoi, en domaine bocager plus qu'ailleurs, le positionnement des entrées de champs est particulièrement important. La nécessité d'accéder à l'ensemble des parcelles agricoles, souvent de petite taille, multiplie le nombre de points d'entrées potentiels de sédiments dans le réseau de drainage principal ou secondaire par le biais des routes et des fossés. On observe ainsi que l'association du réseau de fossés et de la voirie au réseau de drainage naturel multiplie par 2 la densité de drainage naturelle sur le bassin versant de la Petite Seuline, et par 5 sur celui de Lingèvres (fig.6.13). Dans la partie amont du bassin de Lingèvres, c'est presque l'intégralité des parcelles agricoles qui est drainée par un fossé, une route ou directement par le cours d'eau. Dès lors, tout ruissellement produit dans la parcelle est très rapidement pris en charge par un des réseaux assurant la fonction de transfert du ruissellement.

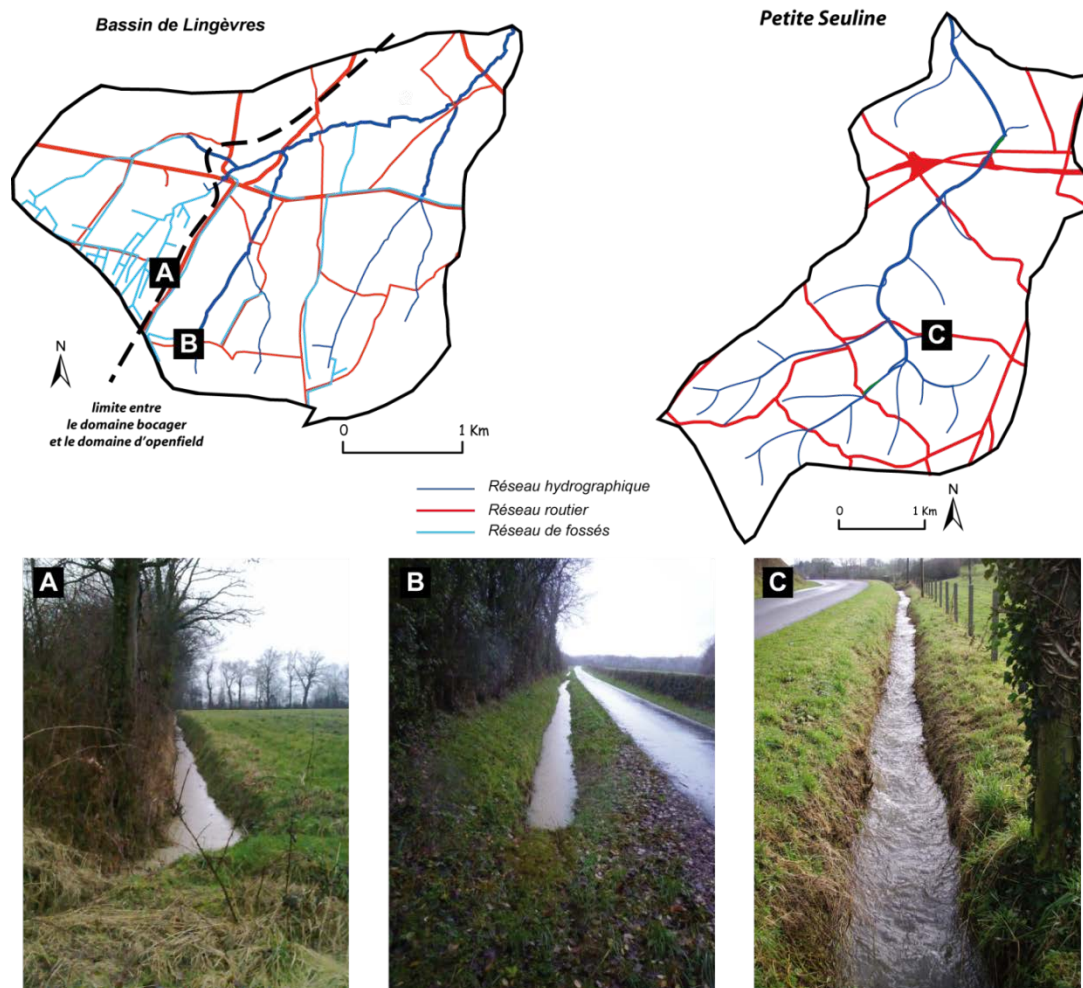


Figure 6.13 : Réseau de drainage naturel et anthropique susceptible de permettre l'export de sédiments des bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline.

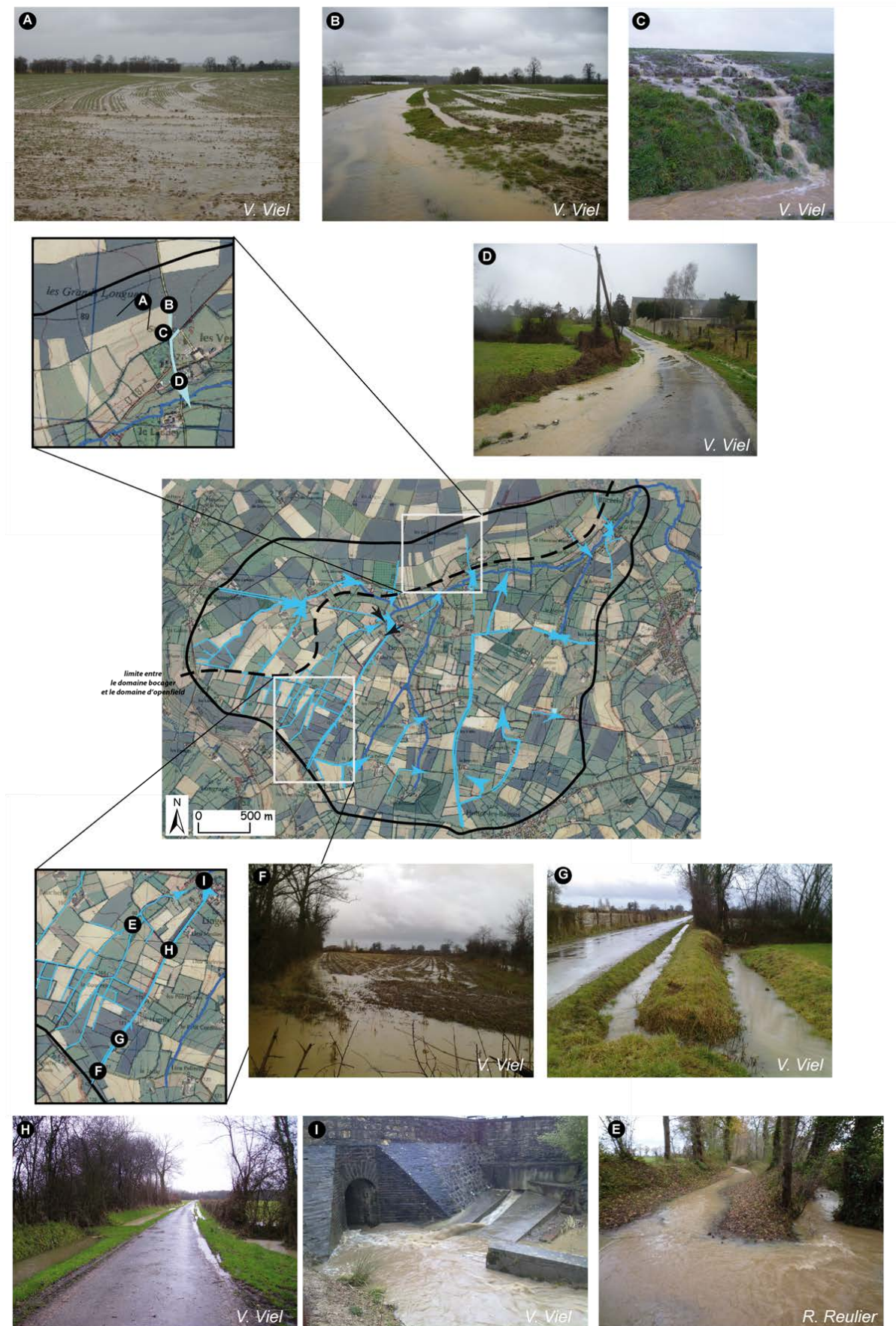


Figure 6.14 : Complexité du cheminement des écoulements de surface sur le bassin versant de Lingèvres au cours de la crue du 28/02/2010.

Les dynamiques de ruissellement en domaine bocager sont donc particulièrement complexes. Elles sont le fruit d'une complémentarité de différents réseaux assurant le transfert du ruissellement depuis les parcelles agricoles jusqu'au cours d'eau. D'où l'intérêt de définir les surfaces connectées selon la typologie présentée au cours de la première partie.

2.3. Cartographie des connexions hydrologiques

La cartographie des surfaces connectées au cours d'eau (fig.6.15) montre tout d'abord que malgré des densités parfois importantes de haies sur talus, la connectivité hydrologique entre les versants et le cours d'eau reste élevée. En effet, 35% de la surface du bassin versant de la Petite Seuline et 50% de celui de Lingèvres sont potentiellement connectés au réseau hydrographique. La présence de bocage ne garantit donc pas un cloisonnement hydraulique total des versants et contrairement aux idées reçues, l'eau peut circuler dans les paysages de bocage.

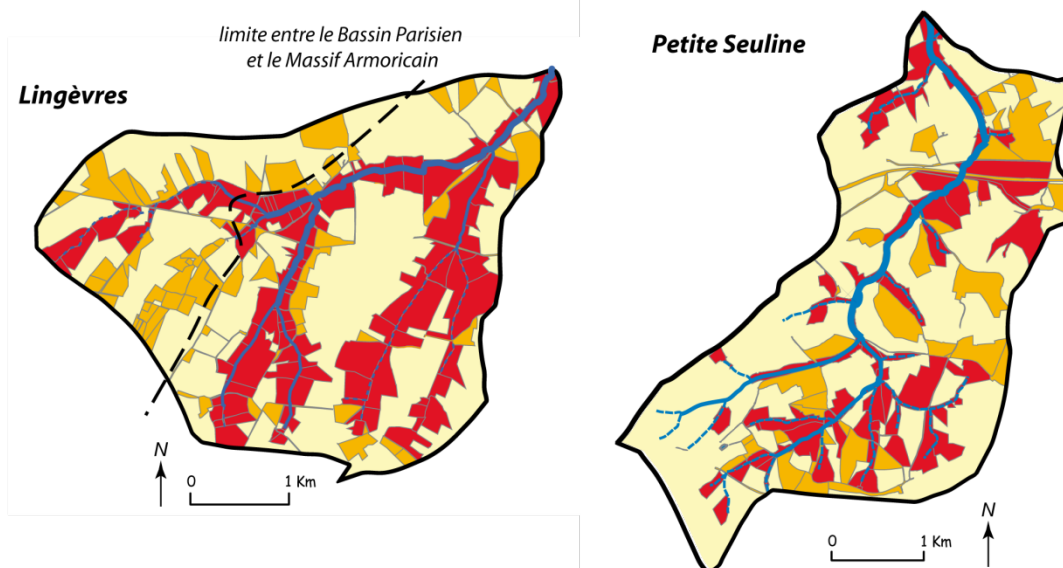
Sans surprise, les surfaces directement connectées sont localisées au niveau des talwegs. Leur extension sur les versants est bien souvent réduite à une seule parcelle. Ce type de connexions représente 4,7 km² pour le bassin de Lingèvres, soit 31% de la surface totale, et 3 km² pour celui de la Petite Seuline (soit 23%). Le rôle de la densité de drainage du bassin versant est donc capital car elle multiplie les zones de contact entre les parcelles et le cours d'eau. A densité de drainage sensiblement équivalente (fig.6.10), les surfaces directement connectées représentent des surfaces plus importantes sur le bassin versant de Lingèvres que sur celui de la Petite Seuline. Cette différence s'explique le plus souvent par le maintien d'une ceinture de bas-fonds de part et d'autre de la plaine alluviale du bassin versant de la Petite Seuline. L'extension des surfaces directement connectées sur les versants est donc très faible. Sur le bassin de Lingèvres, la première haie est généralement située plus haut sur les versants. Les surfaces directement connectées y représentent donc une superficie plus conséquente.

La proportion des surfaces indirectement connectées au cours d'eau est sans doute plus surprenante. Il s'agit de parcelles ou de groupes de parcelles plus réduites que les îlots précédents (3ha en moyenne contre 3,8 pour les îlots directement connectés), le plus souvent situés en position intermédiaire sur les versants ou sur les interfluves. Ces parcelles représentent des surfaces non négligeables, comprises entre 15 % du bassin de la Petite Seuline et 19% de celui de Lingèvres. La proportion importante de ce type de connexion met en avant l'impact très fort du réseau routier, des entrées de champs et des fossés sur le potentiel de connectivité hydrologique du bassin versant. Ne pas les prendre en compte revient à sous-estimer très sensiblement les surfaces connectées au cours d'eau, et par conséquent à minorer la contribution des versants dans le budget sédimentaire du cours d'eau. Ainsi, contrairement à ce que l'on aurait pu penser, les niveaux de connectivité hydrologique des bassins versants bocagers restent particulièrement importants, compris entre 35 à 50% de la superficie totale des bassins versants.

Le potentiel de surfaces connectées au cours d'eau est donc élevé. Cela dit, la comparaison de ces observations avec les résultats obtenus à l'aide de la même démarche méthodologique pour trois autres bassins versants localisés dans le Calvados (Viel, 2006 ; Delahaye et Le Gouée, 2008) montre que les pourcentages de surfaces connectées obtenus pour les bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline ne sont pas particulièrement élevés (fig.6.15). En effet, les surfaces connectées atteignent fréquemment le seuil des 50% de la superficie du bassin versant.

Elles vont même jusqu'à représenter 85% de la surface du bassin du Tortillon. Il est également intéressant de noter qu'aucune corrélation ne peut être établie entre la densité de haies des bassins versants étudiés et le pourcentage de surfaces connectées au cours d'eau (fig.6.15b). Les résultats des études menées en 2008 et 2006 avaient ainsi montré que le bassin présentant la densité de haies la plus importante est également celui où le niveau de connectivité hydrologique est le plus fort. La forte connectivité observée avait alors été expliquée par une densité de drainage très élevée, notamment en amont du bassin versant du Tortillon, et par la détérioration importante du maillage bocager. Ceci confirme donc à nouveau le fait que la densité de haies est un indicateur bien insuffisant du cloisonnement hydrologique d'un bassin versant et que leur capacité de stockage dépend avant tout de leur nature, de leur positionnement sur le versant et de l'étanchéité du réseau.

A - Surfaces potentiellement connectées



B - Comparaison des niveaux de connexions hydrologiques avec d'autres bassins versants régionaux

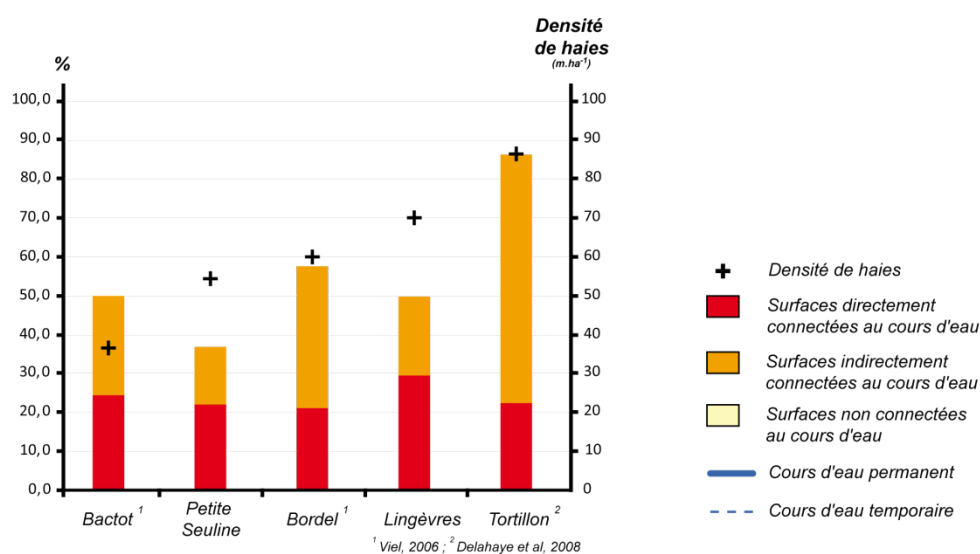


Figure 6.15 : Cartographie des surfaces potentiellement connectées au cours d'eau sur les bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline.

Au-delà de l'organisation spatiale du réseau de haies, il apparaît clairement que la densité de drainage est également un élément déterminant du niveau de connectivité hydrologique d'un bassin versant. Lorsque le bassin est situé sur un substrat peu aquifère, la densité du réseau hydrographique y est plus importante qu'en domaine sédimentaire, ce qui a pour conséquence de multiplier les zones de contact entre les parcelles agricoles et le cours d'eau. La densité du réseau permet alors de raccourcir les distances entre les zones de production des sédiments et le réseau de drainage principal. On comprend alors aisément le rôle prépondérant du réseau routier et du positionnement des entrées de champs. En effet, de par sa densité et sa forme en creux, le réseau routier peut jouer le rôle de « collecteur » du ruissellement et le connecter rapidement au cours d'eau. Ainsi, une densité de drainage importante associée à un réseau de routes et de fossés denses et efficacement agencés favorisent une connectivité importante au sein des bassins versants bocagers. Des parcelles parfois éloignées du cours d'eau peuvent dès lors facilement être connectées au réseau hydrographique et participer ainsi aux transferts sédimentaires exportés d'un bassin versant.

L'organisation dans l'espace de l'ensemble des linéaires anthropiques joue donc un rôle déterminant dans la compréhension et l'identification des surfaces contribuant potentiellement à la charge solide d'un bassin versant bocager. Les surfaces non connectées au cours d'eau ne pouvant participer à la charge solide du cours d'eau, c'est uniquement au sein des surfaces directement ou indirectement connectées au cours d'eau que nous allons pouvoir maintenant analyser l'impact de la structuration de l'occupation du sol, et déterminer à un instant « t » les surfaces réellement contributives de la charge solide d'un cours d'eau.

2.4. Rôle de l'organisation de l'occupation du sol dans les îlots connectés au cours d'eau

L'ensemble des surfaces potentiellement connectées au cours d'eau ne contribue pas nécessairement à la charge en MES du cours d'eau puisque seules les parcelles cultivées sont réellement sensibles à l'érosion. De la même manière, de nombreuses études ont montré l'effet pondérateur que peuvent avoir les surfaces enherbées selon leur positionnement au sein du bassin versant (Souchère, 2003 ; Douvinet, 2008, Viel, 2006). Pour une superficie de surfaces en herbe équivalente, différents cas de figures sont possibles (fig.6.16). Positionnées en bas de versants, elles permettent potentiellement la ré-infiltration totale ou partielle des écoulements de surface et une possibilité de piégeage (effet de peigne) des sédiments transportés (a). A l'inverse, dans d'autre cas, aucune ré-infiltration ne peut être envisagée et les écoulements de surface pourront être connectés au cours d'eau (b, c, d). Ainsi, plus que le pourcentage d'herbages dans l'îlot de ruissellement, c'est leur organisation et leur structuration spatiale qui vont définir la capacité de ces derniers à ré-infiltrer partiellement ou en totalité le ruissellement. L'étape suivante de notre réflexion consiste donc à évaluer le jeu de la variété de l'occupation du sol et son positionnement sur les versants sur la possibilité de ré-infiltration des écoulements de surface.

L'intégration de l'occupation du sol au sein des îlots montre un impact marqué des surfaces en herbe sur les niveaux de connectivité hydrologique observés, ramenant les surfaces connectées à des superficies de 9 et 16 % des bassins versants de la Petite Seuline et de Lingèvres (fig.6.17). Cependant, ce rôle est bien inégal d'un îlot à l'autre. En effet, en domaine bocager, les parcelles de bas-fonds situées le long du cours d'eau sont très humides. Elles sont donc difficilement cultivables et restent presque systématiquement enherbées. Ainsi, sur

l'ensemble des surfaces directement connectées, seul un nombre très réduit de parcelles est susceptible de contribuer à la charge solide transportée par le cours d'eau. Sur le bassin versant de Lingèvres, toutes les parcelles, mises à part 2, sont intégralement situées le long des cours d'eau d'ordre 1, en amont des bassins versants ou le long de petits affluents latéraux. La densité de drainage s'avère donc être un paramètre fondamental. Plus elle est élevée, plus le nombre de surfaces potentiellement cultivées en amont des bassins élémentaires va être important. Cependant, ces surfaces ne représentent qu'une superficie très faible à l'échelle globale d'un bassin versant (elles ne représentent que 2% pour le bassin versant de la Petite Seuline et 5% pour celui de Lingèvres ; fig.6.17). Les résultats obtenus sur d'autres bassins versants du Calvados semblent valider ces observations car, pour les bassins du Candon et du Tortillon, le pourcentage de surfaces cultivées et directement connectées est évalué entre 5% et 8% de la superficie du bassin versant (Viel, 2006 ; Delahaye et Le Gouée, 2008).

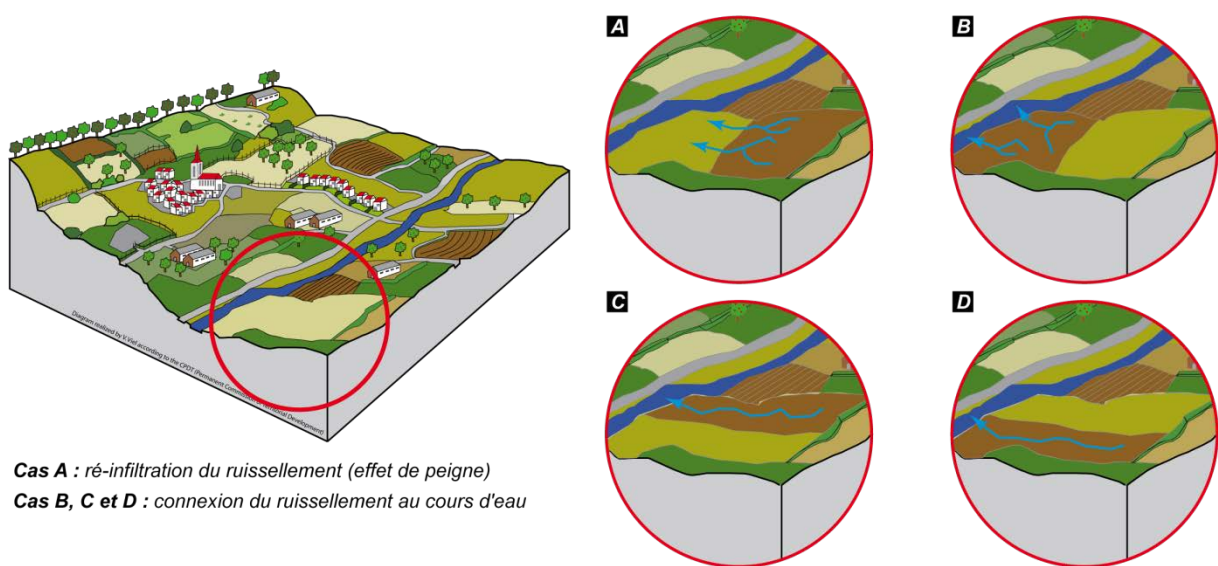
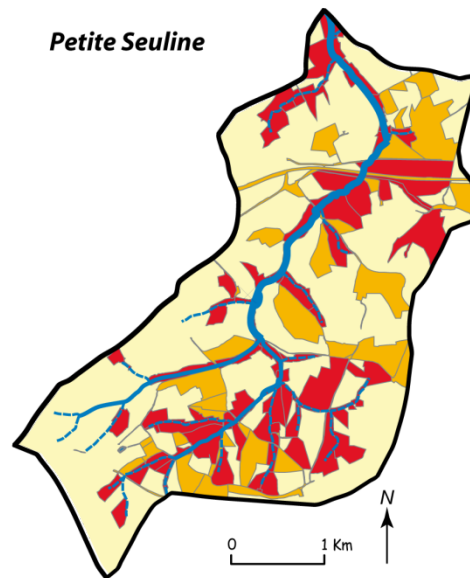
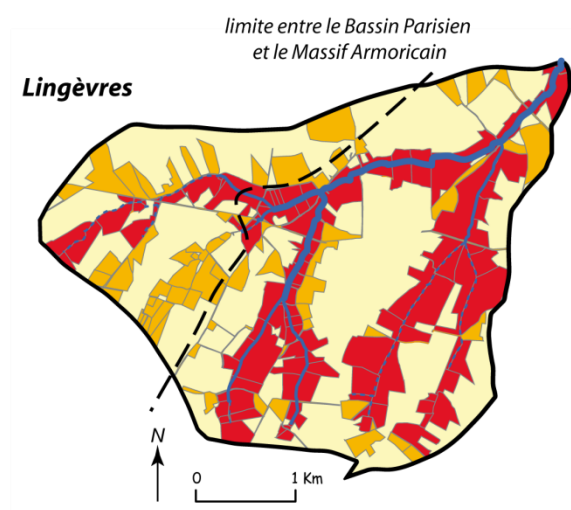


Figure 6.16 : Jeu de la variété de l'occupation du sol et de son positionnement sur les versants sur la possibilité de ré-infiltration des écoulements de surface.

L'organisation des prairies dans les îlots indirectement connectés apparaît cependant nettement moins efficace. Différents éléments peuvent en être la cause. Sur ces îlots, situés en position intermédiaire ou d'interfluve sur les versants, les surfaces en herbe sont nettement moins importantes, ce qui réduit les surfaces potentiellement filtrantes. D'autre part, l'effet pondérateur de ces herbages est également bien souvent court-circuité par le réseau routier qui vient modifier les dynamiques purement topographiques du ruissellement sur les versants. Le positionnement des entrées de champs joue alors un rôle déterminant en tant que lien entre les surfaces qui produisent ruissellement et sédiments et le réseau routier qui en assure la fonction de transfert. Au final, les espaces indirectement connectés et cultivés représentent 7% pour le bassin versant de la Petite Seuline et 11% pour celui de Lingèvres.

Surfaces potentiellement connectées



Surfaces cultivées et connectées

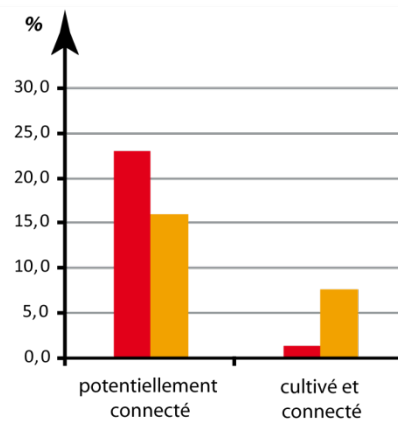
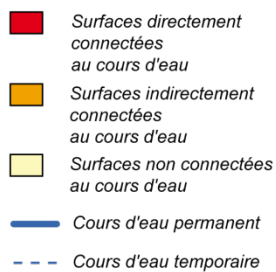
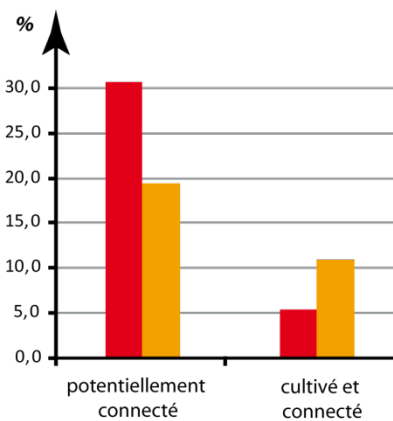
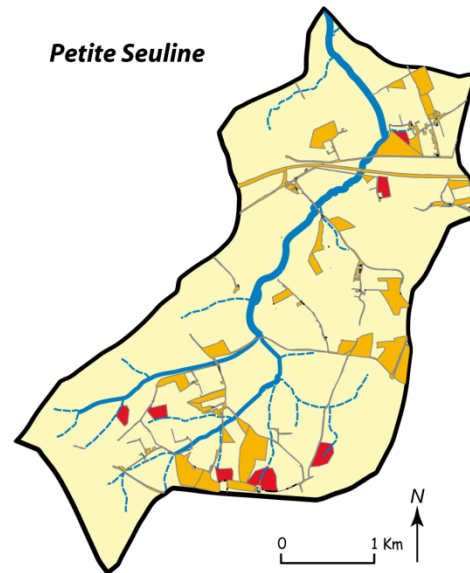
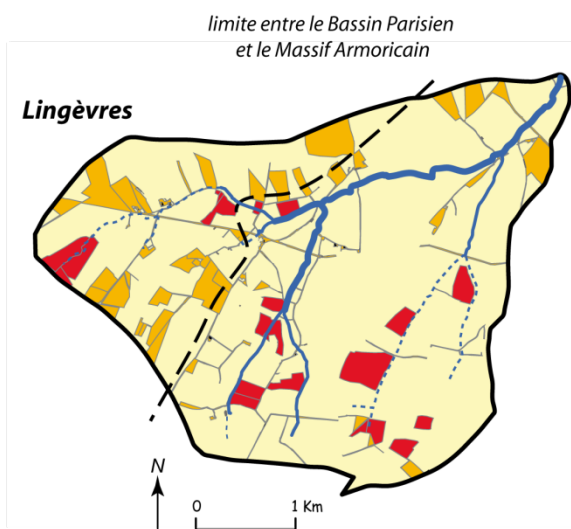


Figure 6.17 : Cartographie des surfaces cultivées et connectées au cours d'eau sur les bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline.

Dans les espaces bocagers, la majorité des surfaces cultivées et connectées au cours d'eau, potentiellement responsables des transferts sédimentaires mesurés dans le cours d'eau, se trouvent donc éloignées du cours d'eau. Ainsi, si l'on ne tient compte que des surfaces connexes au cours d'eau pour évaluer la contribution des versants dans le budget sédimentaire d'un bassin versant bocager, on sous-estime très largement les surfaces réellement connectées au cours d'eau. En terme de gestion des transferts sédimentaires sur les versants, il est donc important de prendre en compte dans les diagnostics le positionnement des entrées de champs. Associées à une densité de drainage et à un réseau routier très développé, ces dernières jouent un rôle clé dans la connectivité d'un bassin versant bocager.

L'impact des herbages est cependant assez variable dans le temps en fonction des rotations culturales et notamment selon le positionnement des prairies temporaires, couramment utilisées en transition entre une rotation de blé et de maïs. Il est donc important d'évaluer préalablement la connectivité hydrologique potentielle d'un bassin versant et de faire varier la localisation des herbages au sein des îlots afin de déterminer la connectivité réelle, voire de déterminer les situations les plus sensibles à la connexion des écoulements de surface au cours d'eau.

2.5. Bilan – discussion

L'analyse des modes de transfert du ruissellement sur les versants au travers de la connectivité hydrologique des bassins de Lingèvres et de la Petite Seuline est un élément important de la compréhension des transferts sédimentaires dans un bassin versant. En permettant de déterminer les interactions entre les différents éléments de la structure paysagère et de reconstituer le cheminement parfois complexe des écoulements sur les versants, elle met en avant les processus intermédiaires entre l'échelle de la parcelle agricole et celle du bassin versant. Il est alors possible de déterminer le potentiel de surfaces connectées au cours d'eau et donc de localiser les parcelles agricoles susceptibles de contribuer aux transferts sédimentaires mesurés à l'exutoire du bassin versant de la Seules. C'est à partir d'une démarche de terrain que ces surfaces ont pu être déterminées. L'étape qui consiste à relever la structure paysagère directement sur le terrain est une étape fondamentale en domaine bocager puisque certains éléments tels que les fossés, couplés aux haies, ne sont pas visibles par photo-interprétation. De la même manière, des entailles ponctuelles dans le maillage bocager ne peuvent pas non plus être identifiées sans relevés de terrain. Une validation terrain et une bonne connaissance du bassin versant est donc essentielle.

En domaine d'openfield, la production de ruissellement est principalement contrôlée par l'occupation du sol, et le cheminement des écoulements de surface suit une dynamique topographique. La situation est plus complexe en domaine bocager. En effet, les liens hydrauliques induits par la structure paysagère modifient les dynamiques purement topographiques imposées par les versants et provoquent un cheminement particulièrement complexe des écoulements de surface. L'organisation dans l'espace des différents linéaires constituant la structure paysagère favorise dans certains cas le stockage des écoulements alors que dans d'autres, elle permet la connexion au cours d'eau des surfaces qui en étaient *a priori* déconnectées. Nous avons donc proposé d'analyser la connectivité hydrologique des bassins versants qui permet de prendre en compte les éléments responsables de la production de sédiments sur les versants ainsi que l'ensemble des modes de transferts entre les zones de production du ruissellement et le cours d'eau. Les résultats observés au cours de cette étude

montrent clairement une certaine variabilité de la connectivité des bassins versants bocagers, malgré des densités d'obstacles au ruissellement importantes. L'analyse du rôle hydrologique des haies ainsi que la cartographie des îlots de ruissellement a montré qu'au-delà de la densité des obstacles au ruissellement, c'est avant tout leur structuration et leur organisation dans l'espace qui est responsable du niveau de connectivité d'un bassin versant. En effet, malgré 30 Km de linéaire de moins sur le bassin de la Petite Seuline, les linéaires présentant une efficacité hydrologique avérée est équivalente sur les deux bassins (respectivement 51 et 49 Km). Les bassins versants dont le maillage bocager est le plus dense ne sont pas nécessairement les mieux cloisonnés du point de vue hydrologique. L'étude a également montré les rôles prépondérants joués par la densité de drainage, les réseaux de fossés et surtout les réseaux routiers qui par le biais des entrées de champs, viennent compléter le réseau de drainage principal. Ainsi, plus que la densité, ce sont bien les interactions spatiales entre les différents composants des espaces agricoles qu'il est important de prendre en compte.

Les bassins versants bocagers présentent des niveaux de connectivité potentiels qui restent importants, de l'ordre de 40%. Le maillage bocager n'assure donc pas un cloisonnement hydraulique total de l'espace. L'évaluation du rôle de l'occupation du sol et son positionnement sur les versants sur la possibilité de ré-infiltration des écoulements de surface a permis d'affiner la localisation des surfaces réellement contributives à la charge solide des cours d'eau. Les résultats laissent apparaître que les zones les plus fonctionnelles des bassins versants bocagers se situent en amont des bassins versants, sur les cours d'eau d'ordre 1, sur les petits affluents latéraux ou sur les hauts de versants, à des distances parfois importantes du cours d'eau. Ce travail a donc permis de localiser précisément les espaces connectés au cours d'eau dans un espace bocager. Cependant, il ne renseigne en rien sur la production effective de ces surfaces. Il ne renseigne pas non plus sur les seuils nécessaires à la production puis à la connexion des écoulements de surface au cours d'eau. Répondre à ces questions nécessite de réaliser des mesures *in situ* des écoulements de surface. Mais ces résultats orientent la démarche méthodologique en indiquant précisément les points de suivi à privilégier lors des relevés sur le terrain.

3. Quantification de la contribution des versants

Au-delà de cette vision « statique » (Lexarta-Artza et Wainwright, 2009) destinée à mesurer dans les bassins versants les effets de l'organisation interne des structures linéaires sur la capacité des écoulements de surface à être connectés au cours d'eau, il est nécessaire d'avoir une approche plus fonctionnelle des surfaces connectées au cours d'eau pour évaluer les apports des versants dans le budget sédimentaire du bassin versant de la Seulles. Une dernière étape consiste à quantifier les apports sédimentaires mesurés à l'exutoire de ces surfaces.

3.1. Démarche méthodologique

La démarche théorique menée jusqu'à présent, basée sur le relevé *in situ* des différents linéaires constituant la structure paysagère, a permis de localiser avec un degré de fiabilité élevé les surfaces susceptibles de contribuer à la charge solide du cours d'eau. Une cartographie de l'ensemble des points d'entrée des sédiments dans le chenal a ainsi pu être établie pour les bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline. C'est donc à partir de cette cartographie que doit être évaluée la contribution des versants dans le volume global de sédiments exportés

de chacun de ces deux bassins versants. Un ensemble de 18 points de mesures a été identifié sur le bassin versant de Lingèvres et de 12 points pour le bassin versant de la Petite Seuline.

La quantification des masses de sédiments issus des versants a été réalisée à l'aide d'un large suivi de terrain réalisé au cours des principales crues hivernales qui se sont déroulées entre novembre 2009 et mars 2011. La mesure de la contribution des versants au sein de ces deux bassins s'est effectuée de 2 manières. Les flux sédimentaires ont été en premier lieu estimés aux exutoires des îlots indirectement connectés qui représentent la grande majorité des surfaces cultivées et connectées dans chacun des deux bassins versants (fig.6.18). Les prélèvements ont été réalisés à la fois en rive droite et en rive gauche du cours d'eau et dans certains cas dans les fossés de droite et gauche de la route. Ainsi pour 1 point de mesure identifié, de 1 à 4 mesures ont pu être réalisées. Parallèlement, des mesures ont également été menées aux exutoires de chacun des bassins versants élémentaires, ce qui permet d'évaluer la contribution des surfaces directement connectées qui se localisent presque intégralement dans les bassins versants d'ordre 1. Ceci permet également de mesurer les effets de la dégradation des berges ou des talwegs élémentaires par le piétinement des bovins dans les parcelles agricoles comme cela a pu être suggéré au cours de la partie précédente.

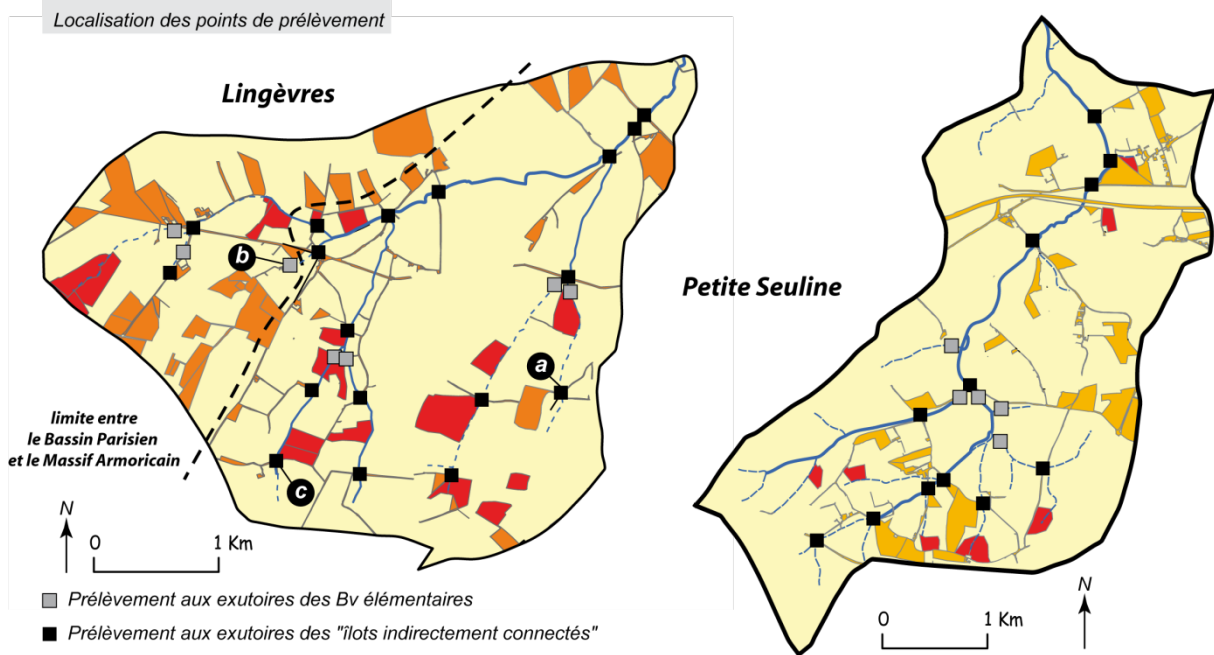


Figure 6.18 : Localisation des points de prélèvement dans les bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline.

D'un point de vue pratique, la quantification des apports issus des versants est rendue possible par des mesures de concentration des Matières En Suspension des écoulements de surface (1). Ces dernières sont obtenues à partir de mesures de débit estimé à partir de l'évaluation des vitesses d'écoulements (3), réalisées à l'aide d'un micro-moulinet, et de l'évaluation de la géométrie du chenal (2) (fig.6.19). Les mesures de concentration en MES sont réalisées à l'aide de prélèvements manuels. La fréquence de prélèvement est de l'ordre de 1 mesure par heure. Ce pas de temps est cependant variable en fonction du temps nécessaire pour réaliser les mesures au niveau des différents points de mesures dans le bassin versant. Les prélèvements réalisés sont ensuite filtrés en laboratoire selon un protocole identique à ce qui a

été décrit pour la filtration des prélèvements réalisés à l'aide d'un préleveur automatique au niveau des stations de mesure. Au final, la quantification des flux sédimentaires revient alors à appliquer la formule suivante :

$$M_{\text{sédiment}} = [MES] \times Q \times D_{\text{précipitations}}$$

Où :

$M_{\text{sédiment}}$ est la masse de sédiments évaluée à l'exutoire d'un îlot de connexion (g)

$[MES]$ est la concentration en MES du prélèvement (mg.L^{-1})

Q est le débit des écoulements (L.s^{-1})

$D_{\text{précipitations}}$ est la durée des précipitations sur le bassin versant (s)

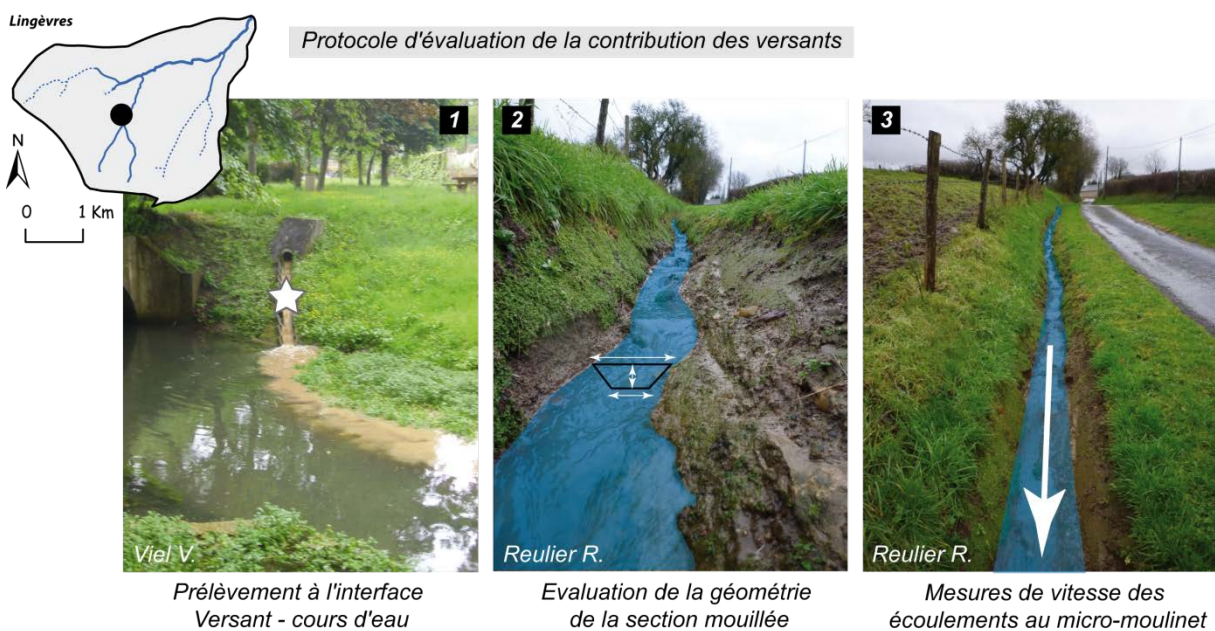


Figure 6.19 : Protocole de mesure in situ des apports issus des versants à l'interface entre versants et cours d'eau.

Il est certain que la marge d'erreur dans l'évaluation de la contribution des versants est importante. Ce fort degré d'incertitude provient de l'évaluation de chacune des variables de contrôle des transferts sédimentaires. En premier lieu, la faible résolution temporelle des prélèvements au niveau de chacun des points de mesure ne permet pas de prendre en compte de manière optimale l'évolution des débits et des concentrations en MES au cours de la crue. De la même manière, des incertitudes peuvent être observées lors de la mesure de la géométrie de la section mouillée, parfois difficile à évaluer à l'interface entre les versants et le cours d'eau, faute de section correctement calibrée. Enfin, l'extrapolation des mesures de débit et de concentration en MES à la durée des précipitations contribue également à surévaluer les volumes de sédiments produits par les versants. Il existe en effet un intervalle de temps plus ou moins long correspondant à la pluie d'imbibition des sols et au temps de concentration du ruissellement sur les versants, qui fait que la contribution des versants ne commence pas nécessairement dès les premières précipitations sur le bassin versant. A l'inverse, les écoulements se prolongent au-delà de la fin des précipitations, le temps du ressuyage des formations superficielles dans le

bassin versant. Les résultats obtenus présentent donc une marge d'erreur probablement importante. Ces derniers doivent cependant donner des ordres de grandeur susceptibles d'orienter la discussion quant à l'origine des sédiments mesurés à l'exutoire de chacun des bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline.

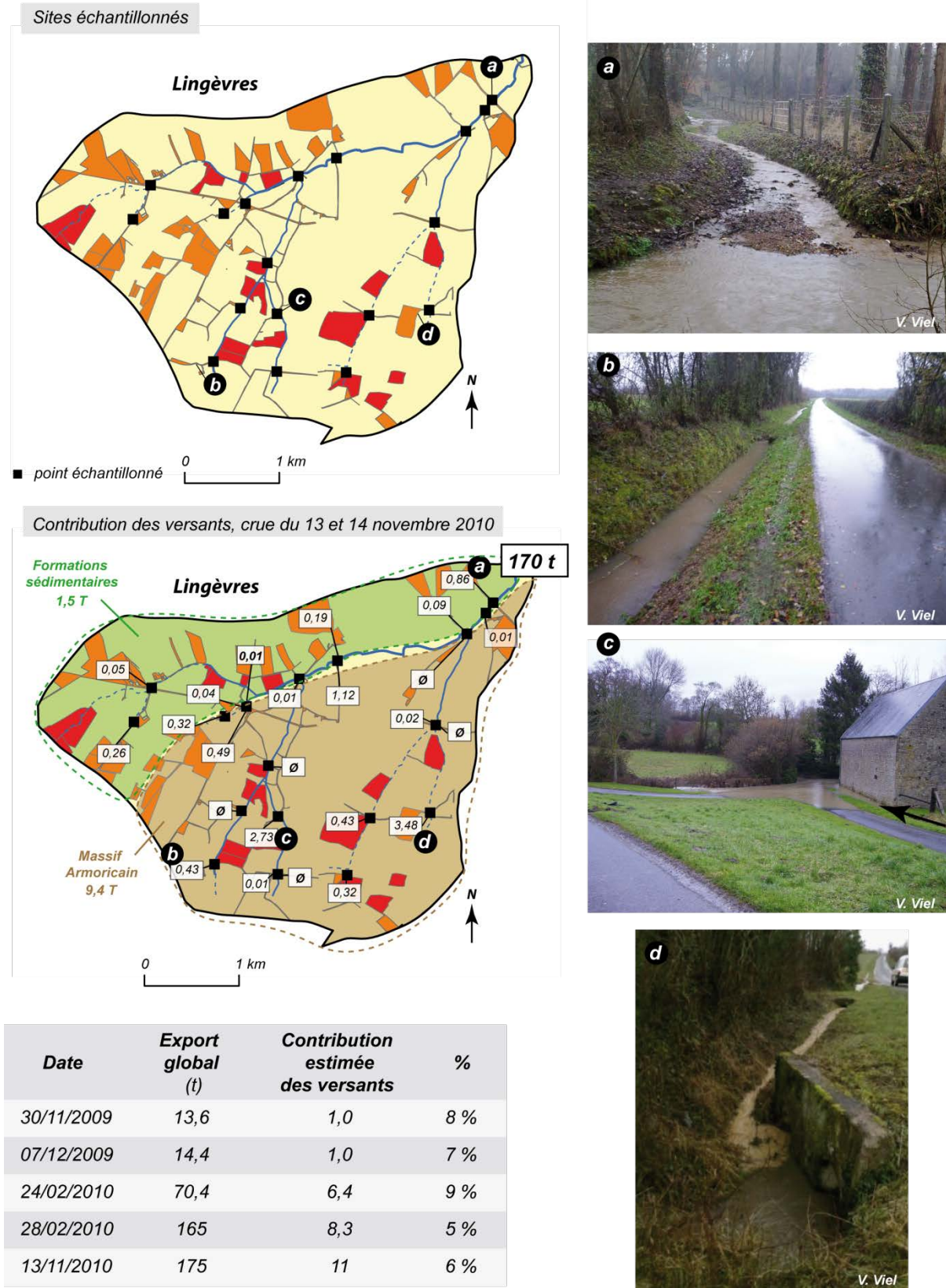
3.2. Résultats

3.2.1. Sur le bassin versant de Lingèvres

Nous avons démontré au cours de la seconde partie que la très grande majorité des transferts sédimentaires exportés du bassin versant de Lingèvres se concentrent au cours des principaux épisodes hydrologiques annuels. La quantification de la contribution des versants a donc été réalisée au cours des principales crues hivernales observées entre novembre 2009 et mars 2011. Afin de décrire les résultats obtenus, il est possible de prendre comme exemple la crue du 13-14 novembre 2010 qui a été la principale crue observée sur le bassin versant au cours de l'année hydrologique 2010-2011. Cette crue fait suite à des précipitations peu intenses mais continues qui ont donné une hauteur de 47 mm en 30h et qui ont conduit à la saturation de l'ensemble des sols du bassin versant au cours de l'épisode.

◆ Présentation des résultats bruts

Le suivi continu des flux de MES à l'exutoire du bassin versant a évalué à 175 t les exports de MES au cours de la crue du 13-14 novembre 2010. Lors de cette crue, la contribution des versants mesurée aux exutoires de chacun des îlots de connexions s'avère très variable, comprise dans un intervalle de 0,01t à 3,5t (fig.6.20). En certains points, aucun écoulement n'a été constaté, aucune mesure n'a donc été réalisée. Sur les formations sédimentaires, la contribution des versants est très faible. Elle a été estimée à 1,5 t, ce qui ne représente que 0,9% des sédiments exportés du bassin versant au cours de la crue. La contribution du Massif Armoricaïn est plus conséquente. Elle est estimée à 9,5 t, ce qui reste cependant très faible comparé aux 175 t de sédiments exportés du bassin versant durant la crue (5,4%). Le contexte sédimentaire semble donc avoir mieux résisté que le Massif Armoricaïn aux processus de ruissellement érosif. Sur les formations sédimentaires, les sols n'ont été saturés qu'au cours de l'épisode pluvieux. Ainsi, les écoulements échantillonnés sur ces formations ne correspondent pas à un fonctionnement de l'ensemble de la surface connectée. Seules les surfaces imperméabilisées telles que le réseau routier, les surfaces bâties (notamment les corps de fermes) semblent avoir contribué à produire du ruissellement. Le ruissellement issu des parcelles agricoles a été beaucoup plus réduit. Par conséquent, ce n'est pas réellement le fonctionnement des surfaces qui a été mesuré mais davantage le fonctionnement du réseau, ce qui explique probablement la faiblesse des concentrations en MES mesurées dans les écoulements de surface et la faible contribution des versants.



Plus à l'amont, en contexte armoricain, les sols moins épais ont été saturés dès le début des précipitations, et des processus de ruissellement beaucoup plus intenses ont été observés. Le ruissellement ne s'est pas cantonné uniquement au réseau, mais il a également été observé sur les surfaces agricoles. Les volumes estimés sont plus forts, mais restent faibles en comparaison avec les 175 t mesurées à l'exutoire (5%). Les processus de ruissellement ont pour origine la saturation de la réserve utile des sols, limitée à 50 mm. Les contributions mesurées aux exutoires des îlots de connexion sont très variables, comprises entre 0,01 t et 3,48 t. On observe cependant que plus de 50 % de la contribution globale des versants se concentre au niveau de deux parcelles agricoles uniquement. Dans le reste du bassin versant, les concentrations mesurées restent faibles. Par conséquent la contribution plus forte observée sur le massif ancien s'explique davantage par la présence d'une contribution ponctuelle forte que par des contributions sédimentaires plus importantes sur l'ensemble de l'amont du bassin versant.

Au bilan, malgré des processus de ruissellement importants, notamment en contexte armoricain, on observe que la contribution globale des versants dans le budget sédimentaire du bassin versant de Lingèvres au cours de la crue du 13-14 novembre 2010 n'est estimée qu'à environ 9 t, soit entre 5 et 6% des transferts sédimentaires globaux mesurés à l'exutoire durant la crue.

La quantification des apports de versants a également été réalisée au cours d'autres épisodes hydrologiques. Durant ces épisodes, la contribution du Massif Armoricain a systématiquement été supérieure à celle observée sur le Bassin Parisien. Cependant, la contribution des versants est à chaque fois restée très faible en comparaison avec les volumes de sédiments exportés au cours de chacune des crues, comprise entre 5% et 9% (fig.6.20). Les résultats mettent donc en avant la faiblesse de l'érosion de surface dans le bassin versant de Lingèvres. Les versants ne constituent pas la principale source sédimentaire du bassin versant.

◆ *Discussion de la validité des résultats*

Il faut être conscient de la marge d'erreur des résultats présentés. Il est par conséquent important d'évaluer la validité de ces observations en tentant de discuter les erreurs de mesures propres à chacune des étapes nécessaires à l'évaluation de la contribution des versants dans le budget sédimentaire global du bassin versant de Lingèvres (fig.6.21).

Des erreurs peuvent tout d'abord intervenir dans le recensement des points d'entrées en sédiments, à l'interface entre les versants et le cours d'eau. Dans le cadre de cette étude, c'est l'analyse de la connectivité hydrologique, réalisée sur la base d'un relevé détaillé sur le terrain de l'ensemble des connectivités, qui a permis d'identifier les points de prélèvements destinés à quantifier la contribution des versants. Il est donc possible de considérer que l'identification préalable des surfaces connectées a permis de localiser l'intégralité des points d'entrée du ruissellement érosif dans le cours d'eau. L'échantillonnage peut donc être envisagé comme exhaustif.

Pour ce qui est de l'estimation de la concentration en MES des prélèvements, le volume de chacun des échantillons a été mesuré à l'aide d'une éprouvette graduée et le protocole de filtration des MES (décrit au cours du chapitre 3) n'engendre pas une marge d'erreur importante. Cette dernière est évaluée à 5% selon la norme AFNOR 90-105.

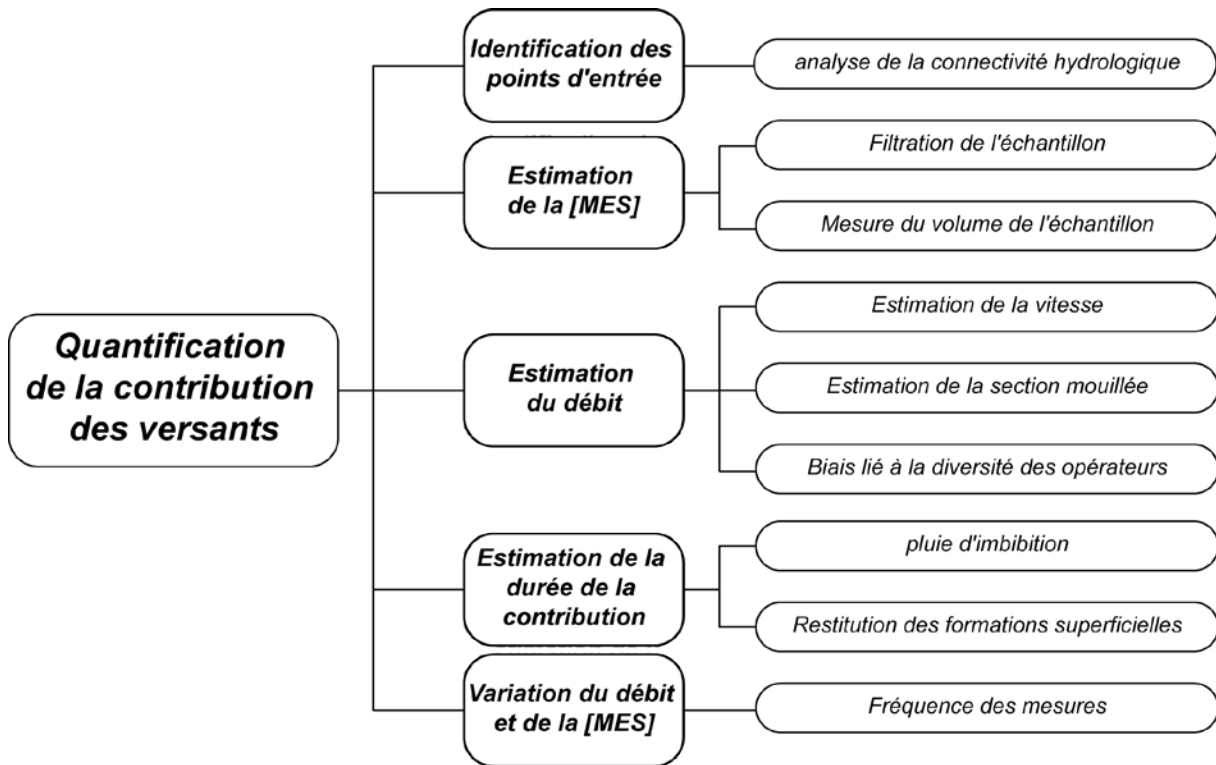


Figure 6.21 : Organigramme des erreurs susceptibles d'intervenir sur la quantification de la contribution des versants.

Pour ce qui est de l'estimation des débits, des erreurs de mesures peuvent avoir lieu lors de l'évaluation de la vitesse des écoulements et de la section mouillée, les mesures de débit n'ayant pas toujours été réalisées par le même opérateur. Les mesures de vitesses ont été réalisées à l'aide d'un micro-moulinet, une durée automatiquement réglée à une minute. Ces mesures ont systématiquement été faites au centre de la section mouillée. Les forces de frottement sont en ce point les plus réduites, ce qui conduit à surévaluer la vitesse générale de l'ensemble de la section mouillée. La mesure de la section mouillée est réalisée sur des sections calibrées, dans des fossés ou au niveau de buses dont la hauteur d'eau et la section en travers sont aisément mesurables. La marge d'erreur est donc également assez réduite. Chacune de ces étapes est aisément reproductible par différents opérateurs. Par conséquent la marge d'erreur liée à l'opérateur est également réduite.

Afin d'estimer la durée des processus de ruissellement, nous avons cherché à identifier les heures d'apparition et de disparition de ces derniers. Nous avons considéré que des écoulements de surface sont observés dès le début des précipitations au niveau des points d'échantillonnage. Dans les faits, les écoulements sur les versants ne sont réellement observés qu'après une pluie dite « d'imbibition ». Cependant, l'ensemble des crues analysées se sont déroulées en période automnale et hivernale, sur des sols préalablement saturés, ce qui limite fortement les volumes de précipitations nécessaires à la formation de ruissellement. La disparition des écoulements a quant à elle été déterminée sur la base des observations de terrain. On obtient ainsi une durée de fonctionnement suffisamment fiable.

Enfin, une incertitude importante provient de la faible résolution temporelle des échantillonnages qui ont pu être réalisés au niveau de chacun des points de mesures. En effet, le suivi en continu réalisé à l'exutoire du bassin versant a montré une forte variabilité des

concentrations en MES au cours des crues. Il est donc probable que cette variabilité affecte également chacun des points de prélèvements. Durant les crues suivies, de 2 à 3 mesures ont été réalisées pour chaque point de mesure, ce qui permet de prendre en compte à *minima* cette variabilité.

Les principales erreurs possibles dans l'estimation de la contribution des versants résident donc principalement dans l'évaluation de la durée des écoulements observés au niveau des points de mesures et dans la variabilité des concentrations en MES au cours de la crue. Il aurait été intéressant de quantifier avec davantage de précision l'intervalle de confiance de chacun de ces paramètres afin de proposer un intervalle de confiance chiffré concernant résultats présentés précédemment. Cependant, il est important d'observer que chacune des mesures réalisées *in situ* est susceptible de surestimer la contribution. C'est le cas des mesures de vitesses, réalisées au centre du chenal, mais également de la durée de fonctionnement de chacun des points d'entrées puisque l'on a considéré que la contribution débutait dès l'apparition des précipitations. En fait, les incertitudes identifiées ne remettent pas en cause la faible contribution des versants dans le volume global des sédiments exportés au cours des principales crues hivernales dans le bassin de Lingèvres. Ceci est également corroboré par la cohérence des résultats obtenus qui montrent que la contribution des versants, comprise entre 5 et 9%, a systématiquement été faible.

◆ **Variabilité spatiale de la contribution de chacun des îlots**

La quantification des apports de versants au cours de la crue du 13-14 novembre 2010 nous fournit donc plusieurs éléments importants en terme de compréhension des dynamiques sédimentaires du bassin versant de Lingèvres. En premier lieu, elle nous montre qu'il est important de ne pas déterminer l'intensité des transferts sédimentaires à partir de l'extrapolation de mesures *in situ* réalisées à l'exutoire d'une petite partie des surfaces connectées. En effet, il existe une variabilité forte des volumes de sédiments mesurés aux exutoires des îlots de connexion. Il est par conséquent indispensable d'évaluer la fonctionnalité de ces surfaces en quantifiant la contribution de chacune d'elle.

Pour aller plus loin dans la réflexion, il est nécessaire de s'intéresser aux mécanismes intermédiaires susceptibles d'expliquer la forte variabilité de production sédimentaire de chacune de ces surfaces. Cette fluctuation provient probablement de différentes variables. La première est la localisation des surfaces ruisselantes. De fait, il existe, au sein de chaque îlot de ruissellement, différents compartiments qui en terme de production de ruissellement fonctionnent selon des seuils distincts. Les réseaux de transfert du ruissellement sur les versants (routes et fossés), imperméables, fonctionnent lors de chaque épisode pluvieux alors que parallèlement, les volumes de précipitations nécessaires pour observer des processus de ruissellement dans les parcelles agricoles sont bien supérieurs et sont fortement dépendants de l'état d'humectation des sols, de leur état de surface et du niveau de saturation des réserves utiles. C'est sans doute ce qui explique le différentiel de contribution du Bassin Parisien et du massif ancien au cours de la crue du 13 et 14 novembre 2010. En effet, seul le réseau routier a réellement fonctionné en domaine sédimentaire alors que des processus de ruissellement ont été observés dans les parcelles agricoles en domaine armoricain.

Cependant, lorsque des processus de ruissellement se mettent en place dans les parcelles agricoles, c'est l'organisation interne de l'occupation du sol et des différents linéaires d'origine

anthropique au sein de chaque îlot de ruissellement qui va moduler les seuils et la fréquence du ruissellement au cours d'eau. Cette influence se traduit dans les faits par deux éléments : la distance et l'organisation de l'occupation du sol entre la surface produisant le ruissellement et le linéaire assurant la fonction de transfert jusqu'au cours d'eau. En effet, plus la distance entre le lieu de production du ruissellement et le réseau routier ou de fossés est courte, plus la probabilité pour que les écoulements de surface soient piégés en cours de route est faible.

L'ensemble de ces éléments explique la variabilité de la contribution de chacun des îlots, et il explique sans doute également les différences de comportement entre le Massif Armoricaïn et le Bassin Parisien. Effectivement, en domaine de bocage, du fait de la densité de drainage, du réseau routier et dans certains cas du réseau de fossés, les distances entre les zones de production du ruissellement et le réseau de transfert de ce dernier sont réduites. Ainsi, même si les concentrations observées sont faibles, la contribution des versants peut intervenir avec des seuils de précipitations très réduits, ce qui augmente clairement la fréquence des connexions. Associée à des surplus hydrologiques importants au cours de l'hiver, la connexion du ruissellement de surface, bien que faible, est très fréquente entre les mois de novembre et de février. A l'opposé en domaine d'openfield, la densité des différents réseaux de transfert du ruissellement est bien plus faible. Les distances à parcourir sont plus grandes. Dans le même temps, la période durant laquelle les sols épais du Bassin Parisien sont saturés est bien plus faible qu'en domaine armoricaïn. Ainsi, les seuils de précipitations nécessaires à la connexion du ruissellement au cours d'eau en domaine d'openfield sont bien plus élevés et sont donc moins fréquemment observés. Seuls des phénomènes très marqués sont en mesure de mettre en place des processus de ruissellement érosif susceptible d'être connecté au cours d'eau. Nous ne faisons qu'évoquer cette question du seuil et de la fréquence de connexion qui sont des paramètres importants en vue d'une meilleure compréhension des apports de versants. Il serait néanmoins nécessaire de creuser ces questions par une approche quantifiée plus approfondie.

◆ *Comparaison des résultats obtenus avec les mesures réalisées aux exutoires des bassins versants d'ordre 1*

Au cours de la crue du 13-14 novembre 2010, la contribution des bassins versants d'ordre 1 a été très élevée. Elle a été évaluée à environ 125 t, soit près de 75% des sédiments enregistrés à l'exutoire du bassin versant (fig.6.22 ; 6.23). Il y a donc un décalage important entre ce qui provient des versants et les flux sédimentaires enregistrés aux exutoires des bassins versants élémentaires. Ces espaces, qui correspondent à la zone d'initiation du réseau hydrographique où les écoulements passent d'une forme surfacique à un écoulement concentré, semblent être les surfaces les plus fonctionnelles du bassin versant en termes de transferts sédimentaires.

Afin de comprendre ce décalage, il convient de s'intéresser à l'organisation interne de ces bassins versants élémentaires. Dans le bassin de Lingèvres, les bassins versants élémentaires présentent différents modes d'organisation. Pour les trois bassins versants d'ordre 1 situés le plus à l'Ouest du bassin versant de Lingèvres (A), on observe que la proportion des surfaces cultivées est assez forte. Ces surfaces, cartographiées comme indirectement connectées, sont positionnées sur des formations d'argiles à silex et sont presque systématiquement connectées à un réseau de fossés relié au talweg principal plus en aval. Lors des épisodes de crues, peu de ruissellement de surface a été observé dans ces parcelles alors que les volumes d'eau transités dans les fossés ont été très importants. Ces fossés ont donc pour fonction de drainer les surplus hydrologiques circulant en sub-surface sur les formations imperméables. On observe d'ailleurs

une très bonne corrélation entre la densité du réseau de fossés et l'affleurement des formations d'argiles à silex (fig.6.22).

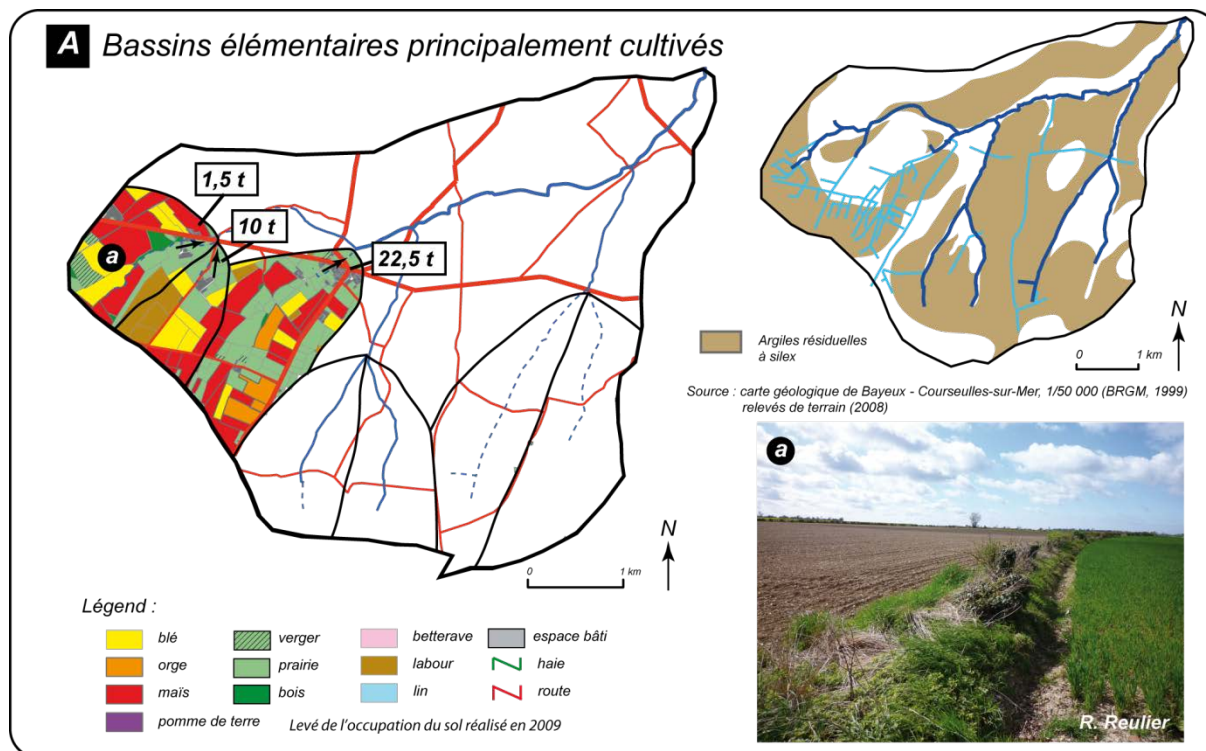


Figure 6.22 : Contribution des bassins versants élémentaires cultivés, bassin de Lingèvres, crue du 13-14 novembre 2010.

En l'absence de processus de ruissellement érosif dans les parcelles agricoles ou de dépôts sédimentaires dans le réseau de fossés, nous avons attribué l'origine des sédiments exportés des bassins versants élémentaires à des processus d'incision dans les réseaux de routes ou de fossés. Toutefois, nous n'avons pas observé de traces d'érosion marquées dans ces linéaires. Cela dit, si l'on répartit les masses de MES exportées de ces bassins sur la longueur totale des fossés, on obtient selon les crues une contribution comprise entre 2 et 7 grammes par mètre linéaire et par minute. Il n'est donc pas nécessaire d'avoir une concentration particulièrement élevée pour obtenir des volumes de sédiments importants aux exutoires des bassins versants élémentaires, et des processus de faible intensité peuvent provoquer à l'échelle globale des transferts sédimentaires beaucoup plus importants.

Dans les bassins versants d'ordre 1, les flux sédimentaires importants enregistrés à l'exutoire peuvent également correspondre à la vidange de stocks produits au cours du printemps et de l'été. En effet, ces fossés ne sont drainés que de manière temporaire au cours de l'hiver. Ainsi, en période printanière et estivale, si des processus de ruissellement peuvent avoir lieu dans ces parties amont, les sédiments mobilisés ne sont pas - ou rarement - connectés au talweg principal. C'est alors que se forment les stocks de sédiments qui ne seront mobilisés qu'au cours de l'hiver suivant.

Les quatre autres bassins versants élémentaires, situés plus à l'est du bassin versant de Lingèvres (fig.6.23) correspondent à des mises en valeur très différentes. En effet, ces vallons sont très largement enherbés et les parcelles connectées au talweg ne sont que très

ponctuellement observées. Les volumes de sédiments exportés de ces vallons ne sont pourtant pas moins élevés que ceux observés dans les vallons plus cultivés. Leur contribution a été estimée en effet entre 14 t et 32 t pour la crue de novembre 2010. Dans ce cas, c'est la dégradation des berges et des talwegs peu marqués dans ces zones d'initiation du réseau hydrographique qui est responsable de la majorité des transferts sédimentaires observés au cours de la crue. En effet, dans ces espaces temporairement drainés, il est difficile de mettre en place des mesures de protection des talwegs. Ces derniers sont alors dégradés par le piétinement bovin, ce qui conduit à la constitution d'un stock sédimentaire important en période printanière et estivale, qui ne sera exporté qu'au cours de la période hivernale lorsque ces talwegs d'ordre 1 seront drainés et connectés à l'aval.

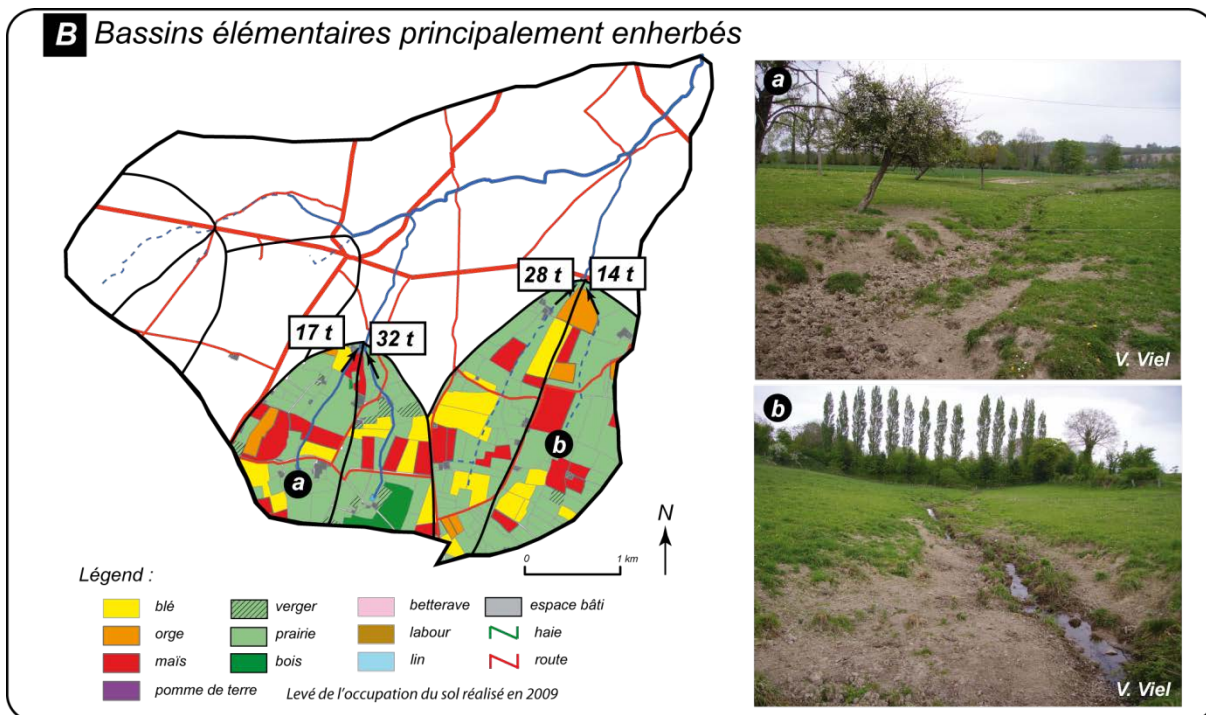


Figure 6.23 : Contribution des bassins versants élémentaires enherbés, bassin de Lingèvres, crue du 13-14 Novembre 2010.

Comprendre l'origine des sédiments dans le bassin versant de Lingèvres nécessite donc d'aller au-delà d'une simple opposition entre la contribution des versants et la contribution des fonds de vallée. La majorité des flux sédimentaires se déroule en effet à une échelle intermédiaire, dans les bassins versants élémentaires. Les zones d'initiation du réseau hydrographique apparaissent donc dans le bassin versant de Lingèvres comme la zone fonctionnelle en terme de transferts sédimentaires. Malgré une diversité de mises en valeur agricoles, ces espaces répondent à une dynamique assez semblable au cours de l'année hydrologique. Il s'agit en effet de surfaces temporairement drainées dans lesquelles se constituent des stocks importants qui ne peuvent être mobilisés que ponctuellement durant les fortes crues hivernales. Ceci explique que des processus peu actifs au cours de l'année hydrologique puissent engendrer au final des transferts sédimentaires importants lors des principales crues hivernales.

◆ Réalisation de budgets sédimentaires pour le bassin versant de Lingèvres

Au vu des résultats présentés auparavant pour la crue du 13 – 14 novembre 2010, nous avons estimé la contribution des versants à 7% et la contribution des bassins versants élémentaires à 75%. Par conséquent, la contribution des fonds de vallées, dans la zone de transferts du bassin versant de Lingèvres a été estimée à 18% (fig.6.24).

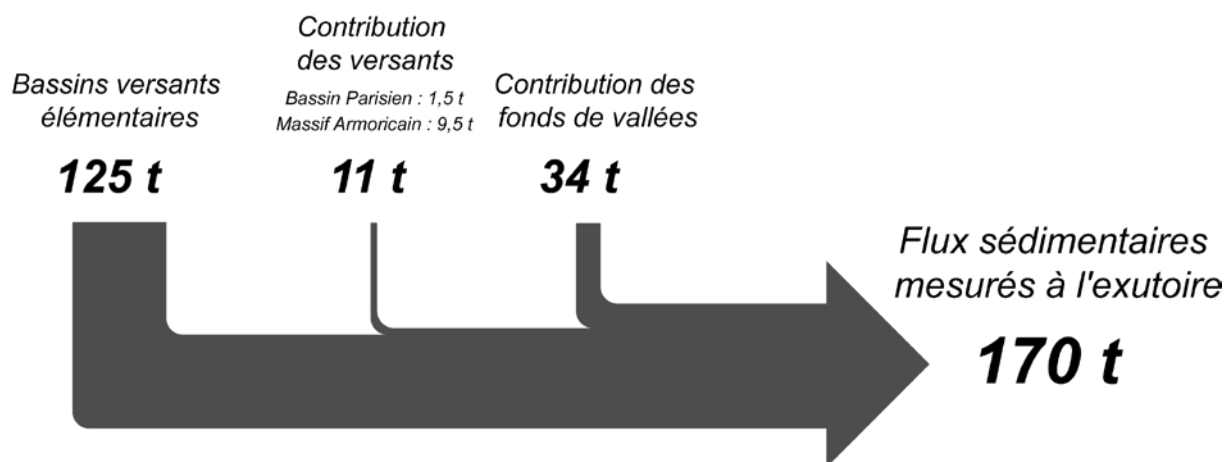


Figure 6.24 : Budget sédimentaire du bassin versant de Lingèvres pour la crue du 13 – 14 novembre 2010.

Ainsi, compte tenu de la concentration des transferts sédimentaires au cours des plus fortes crues annuelles durant lesquelles la contribution des versants a été évaluée, et au vu de la répétitivité des résultats obtenus, nous avons pour réaliser le bilan sédimentaire annuel du bassin versant de Lingèvres, appliqué les contributions de chacune des sources sédimentaires de la manière suivante : la contribution des versants a été évaluée à 10%, soit la moyenne des valeurs observées lors des campagnes de mesures. Celle des fonds de vallées à 20%. Enfin, la contribution des bassins versants élémentaires a été estimée à 70% des flux sédimentaires annuels du bassin versant. On obtient ainsi à l'échelle annuelle le bilan sédimentaire présenté en figure 6.25.

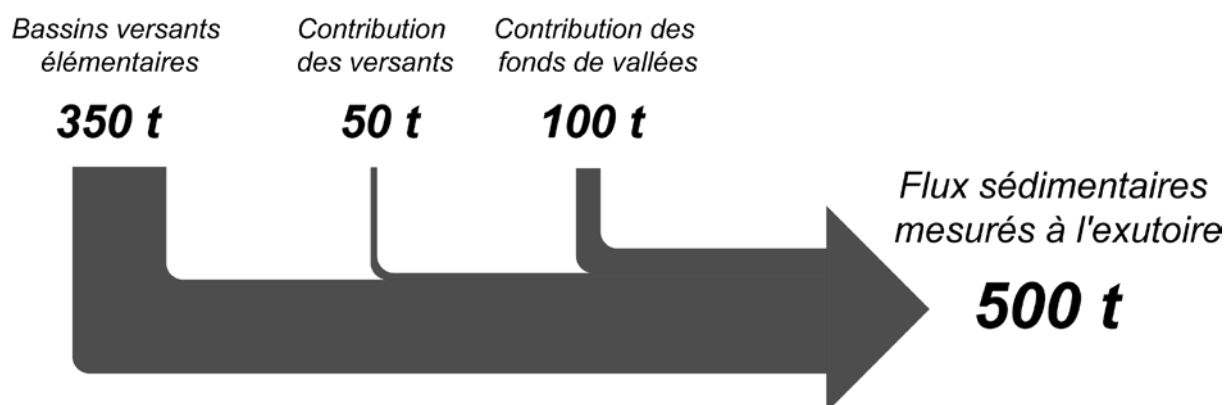


Figure 6.25 : Budget sédimentaire du bassin versant de Lingèvres pour la période mai 2009 – avril 2010.

3.2.2. Sur le bassin versant de la Petite Seuline

Le cas du bassin versant de la Petite Seuline est singulièrement différent. En effet, malgré des surplus hydrologiques importants, susceptibles de provoquer des processus de ruissellement, aucun ruissellement de surface n'a été observé dans les parcelles agricoles du bassin versant au cours de la période de mesure. Les écoulements de surface dans le bassin versant de la Petite Seuline se cantonnent uniquement à de faibles écoulements dans les réseaux de fossés positionnés en association avec le linéaire routier (fig.6.26a). Ces écoulements, au débit limité, proviennent des surfaces imperméabilisées du bassin versant (le réseau routier ainsi que les surfaces bâties, en particulier les corps de fermes) (fig.6.26c), et ont présenté des concentrations très faibles. Plus ponctuellement, lors de longs épisodes pluviométriques hivernaux, la saturation des couvertures pédologiques est à l'origine d'exfiltrations de bas de versants qui ont été observées dans les zones de concentration des bassins versants élémentaires (fig.6.26b).

Les dynamiques hydrologiques du bassin versant de la Petite Seuline présentent cependant une originalité. En effet, des écoulements nettement plus importants ont été observés le long du réseau routier après la fin des précipitations. Pour un même épisode pluvieux, on constate des écoulements dans ces réseaux sur une période de 2 à 3 jours après l'arrêt des précipitations. Ces écoulements de très faible concentration en MES ont, après validation terrain, été attribués à la restitution des surplus hydrologiques dans les formations superficielles, favorisée par une forte proportion de parcelles agricoles drainées.

L'allure particulière de l'hydrogramme de crue du bassin versant de la Petite Seuline confirme les observations de terrain. En effet, en période automnale et hivernale, lorsque l'ensemble des compartiments hydrologiques du bassin versant sont saturés, la réponse du bassin versant en terme de débit se fait en deux étapes (fig.6.27). On observe tout d'abord un premier pic de crue attribué à la phase d'écoulement rapide de crue, habituellement observée lors des épisodes de crues dans un bassin versant (fig.6.28a ; Cosandey, 2003 ; Lambert, 1996). Puis, dans un second temps, on constate à de nombreuses reprises une seconde phase d'augmentation du débit (fig.6.28b), plus lente et plus longue, sans noter cependant de nouvelles précipitations. C'est cette seconde phase d'augmentation du débit qui est attribuée à la restitution des surplus hydrologiques présents dans les formations superficielles.

Les processus de ruissellement érosif sur les versants du bassin de la Petite Seuline ont été suivis plus particulièrement au cours des crues du 28 février 2010 et du 13-14 novembre 2010 qui ont donné lieu, au niveau de la station de Juvigny-sur-Seulles, à des crues respectivement décennale et cinquentennale. Durant ces crues, les écoulements de surface n'ont été observés que très ponctuellement, sur les surfaces imperméables et dans les fossés lors de la phase de restitution des surplus hydrologiques. Les prélèvements réalisés ont tous présenté des concentrations en MES très faibles, inférieures à 10 mg.L⁻¹. C'est pourquoi, compte tenu de la faiblesse des écoulements de surface ainsi que des concentrations en MES très réduites observées pour des crues dont la période de retour est faible, la contribution des versants n'a pas été évaluée et a été considérée comme négligeable. Dès lors, deux sources en sédiments peuvent encore être envisagées. Il peut s'agir de la remobilisation de stockages alluviaux ou, comme le laissait sous-entendre l'analyse des hystérésis, de la contribution des bassins versants élémentaires.

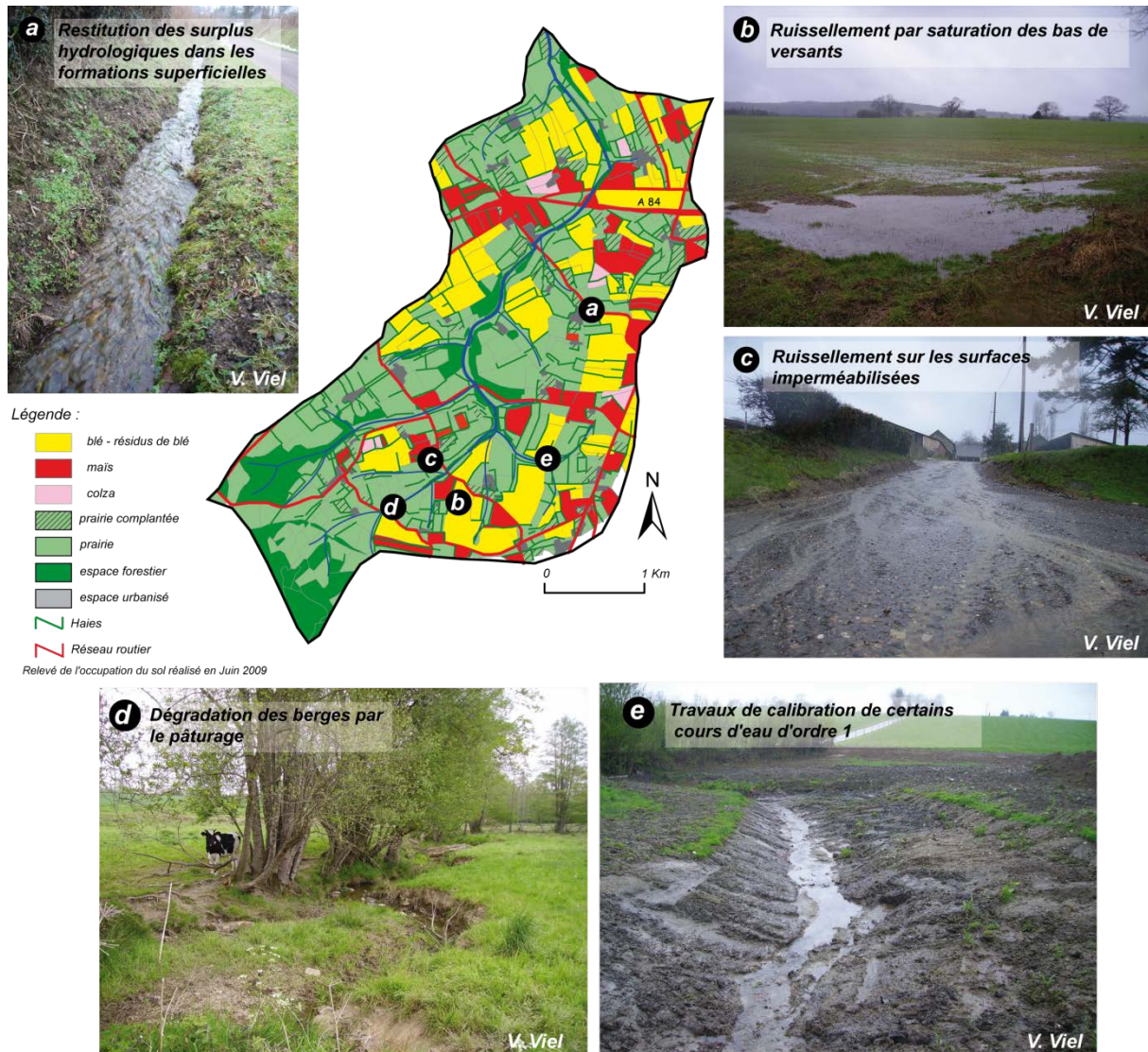


Figure 6.26 : Dynamiques de ruissellement au sein du bassin versant de la Petite Seuline.

L'évolution des concentrations d'amont en aval du bassin versant n'a pas été analysée, ce qui sans doute aurait permis d'orienter la discussion quant à l'origine des sédiments dans le bassin versant. Cependant, des observations de terrain ont montré une dégradation importante des bassins versants élémentaires (fig.6.27). En effet, si ces derniers sont principalement enherbés, les prairies de bas-fond temporairement drainées apparaissent comme largement dégradées par les activités de pâturage (déstabilisation des berges, piétinement intense des zones d'initiation du réseau hydrographique, re-calibrage des chenaux ; fig.6.26d, e), notamment en période printanière et estivale. Il se forme alors un stock de sédiments disponible, mais qui n'est pas mobilisable dans un premier temps. Il faut attendre la fin de l'automne et l'hiver et que ces espaces soient drainés pour que les stocks formés auparavant puissent être mobilisés. Dans ces espaces, les écoulements n'ont pas la capacité de transporter des quantités importantes de sédiments. Toutefois, les écoulements suffisent à former un bruit de fond, responsable de la majorité des transferts sédimentaires observés à l'exutoire du bassin versant.

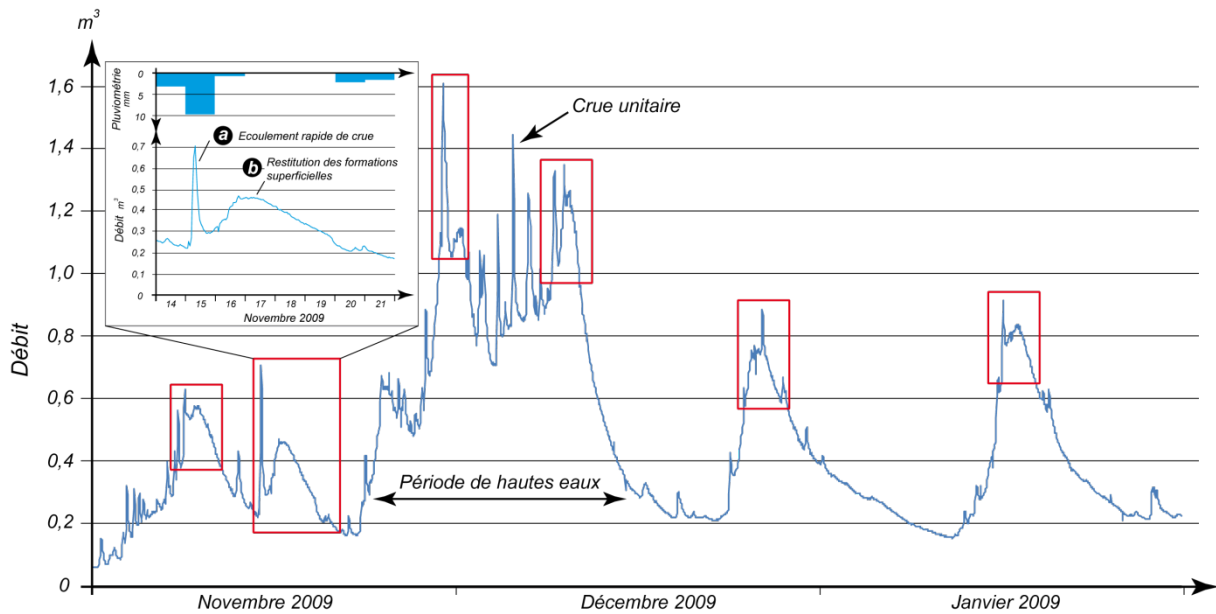


Figure 6.27 : Exemple d'hydrogramme de crue en période hivernale pour le bassin versant de la Petite Seuline.

Il est cependant trop tôt pour proposer un budget sédimentaire pour le bassin versant de la Petite Seuline. La quantification des processus d'érosion de berge dans le bassin versant devrait permettre, au cours du prochain chapitre, d'estimer la part des processus d'incision dans les zones d'initiation du réseau hydrographique et celle de la contribution des stockages alluviaux dans les fonds de vallées.

Conclusion du chapitre 6

Les dynamiques et les modes de transfert du ruissellement sur les versants sont complexes, notamment en domaine bocager où interviennent, plus qu'ailleurs, les différents linéaires de la structure paysagère tels que les haies, talus, fossés ou le réseau routier, qui modifient les dynamiques purement topographiques des écoulements de surface. Ils ont aussi pour conséquence de stopper, dévier ou assurer la fonction de transfert du ruissellement jusqu'au cours d'eau.

En domaine d'openfield, en l'absence de linéaires susceptibles de modifier la dynamique topographique du ruissellement sur les versants, le pourcentage de surfaces connectées au cours d'eau est important. Le niveau de connexion des bassins versants bocagers est plus faible. Cependant, **l'analyse de la connectivité hydrologique montre que le niveau de connexion des versants vis-à-vis du cours d'eau reste potentiellement important**, compris entre 35 % et 50% de la surface globale des bassins versants analysés. La densité de drainage élevée joue un rôle fondamental sur ce taux de connexion car elle multiplie les zones de contact entre les parcelles agricoles et le cours d'eau. Les linéaires routiers et les fossés, également très denses, viennent ensuite compléter le réseau de drainage naturel et permettent la connexion de surfaces plus éloignées du cours d'eau. Le rôle du positionnement des entrées de champs est donc fondamental en tant que lien hydrologique entre les surfaces productrices de ruissellement érosif et les linéaires qui assurent la fonction de transfert de ce dernier jusqu'au cours d'eau. Ainsi, **plus que la densité de ces linéaires, c'est avant tout leur organisation dans l'espace qui influence le plus le pourcentage de connectivité du bassin versant**. C'est pourquoi, un bassin versant présentant une densité de haies importante ne garantit pas nécessairement une bonne protection contre la connexion du ruissellement au cours d'eau. A l'inverse, un bassin versant présentant une densité moins importante de haies, mais positionnées efficacement vis-à-vis de la pente, peut limiter davantage le transfert des écoulements de surface vers le cours d'eau. **Le bocage ne garantit donc en rien un cloisonnement hydrologique total des versants**. L'organisation spatiale des surfaces qui assurent la production de ruissellement et des réseaux qui en permettent le transfert détermine donc des interactions spatiales (relais de processus) fondamentales pour expliquer les dynamiques de ruissellement en domaine bocager. Les espaces connectés au cours d'eau y sont plus réduits qu'en domaine d'openfield. Cependant, leur efficacité est très importante car les possibilités de piégeage des sédiments dans les fossés et le réseau de voirie est très faible. Ainsi, les transferts sédimentaires sont sans doute plus efficaces en domaine bocager qu'en domaine d'openfield où la forte densité de drainage permet la prise en charge rapide des sédiments, ce qui n'est pas le cas dans les vallons secs.

L'analyse de l'organisation spatiale de l'occupation du sol sur la possibilité de ré-infiltration des écoulements de surface renforce également le rôle de l'organisation de la structure paysagère sur les versants et des liens hydrologiques qu'elle permet. En effet, la grande majorité des surfaces localisées en bordure de cours d'eau est enherbée en domaine bocager. A l'échelle globale du bassin versant, le pourcentage de surfaces cultivées et localisées le long du cours d'eau est très faible et ne représente que quelques parcelles agricoles dans les bassins versants élémentaires. Le rôle des surfaces enherbées dans les îlots indirectement connectés est cependant bien plus faible. Ainsi, à l'échelle des bassins versants représentatifs, **la majorité des surfaces cultivées et connectées au cours d'eau ne sont pas localisées le long du cours d'eau, mais plus en amont sur les versants, à une distance plus élevée du cours d'eau**.

L'identification des points d'entrée en sédiments provenant des processus d'érosion dans les parcelles agricoles a permis ensuite d'évaluer la contribution des versants dans le budget sédimentaire global des bassins de Lingèvres et de la Petite Seuline. **Les résultats montrent clairement la faiblesse de la production sédimentaire par érosion de surface, y compris lors des épisodes hydrologiques majeurs.** La contribution des versants n'a jamais dépassé le seuil de 10% des sédiments exportés au cours des crues suivies.

A l'inverse, **les résultats font émerger le rôle fondamental des processus d'érosion au sein des têtes de bassins** qui constituent la principale zone fonctionnelle à l'échelle des sous-bassins versants. Ces processus se traduisent de différentes manières dans les vallons élémentaires. Des processus d'**incision dans les réseaux de fossés**, particulièrement développés dans les espaces soumis à des surplus hydrologiques importants, ont ainsi été observés. Le **piétinement des zones d'initiation du réseau hydrographique**, responsable de la dégradation généralisée des talwegs élémentaires, semble également contribuer de manière significative à la charge solide du cours d'eau. Enfin, pour d'autres vallons, ce sont davantage les opérations de calibration du chenal qui sont à l'origine de productions sédimentaires importantes.

L'identification d'une zone fonctionnelle principale au niveau des têtes de bassins montre donc que la contribution sédimentaire n'est pas homogène au sein des bassins versants. L'estimation des niveaux d'érosion spécifiques est très dépendante de l'échelle à laquelle sont mesurés les transferts sédimentaires. Il est par conséquent difficile d'appliquer les niveaux d'érosion spécifiques mesurés pour de petits bassins versants à des bassins de plus grande taille. Dès lors, on voit clairement tout l'intérêt de mener une démarche intégrée mesurant les transferts sédimentaires à différentes échelles spatiales.



Chapitre 7

Evaluation de la contribution des stocks de fonds de vallées

- | |
|--|
| <ol style="list-style-type: none">1. <i>Quantification des stockages sédimentaires de fonds de valléesp 205</i>2. <i>Quantification de la contribution des berges à la charge solide du cours d'eaup 221</i> |
|--|

Introduction

La remobilisation de stocks sédimentaires hérités par ajustement latéral du cours d'eau constitue une des origines potentielles de la charge solide transportée par la Seulles. Certaines études ont d'ailleurs montré que la contribution des fonds de vallées n'était pas négligeable et qu'elle était même largement majoritaire dans le budget sédimentaire de certains bassins versants d'un large quart nord-ouest de la France (Maire, 1966 ; Lefrançois, 2007). Ces stocks de fonds de vallées constituent l'élément clé d'un second sous-système sédimentaire dont il est important de comprendre les dynamiques et d'évaluer la contribution.

Evaluer la contribution de ces dépôts nécessite au préalable de s'interroger sur deux points :

- ***Existe-t-il un stock sédimentaire disponible dans les fonds de vallées ?*** Pour cela, il convient de quantifier le volume de sédiments déposés dans les fonds de vallées et de décrire la répartition de ce stock au sein du bassin.
- ***Ce stock peut-il être érodé puis mobilisé par le cours d'eau ? dans quelles proportions ?*** L'objectif est alors de s'interroger sur l'érodabilité des berges qui est principalement fonction de la hauteur et des caractéristiques granulométriques des remplissages alluviaux et de la puissance de la Seulles. En effet, dans les cours d'eau de faible énergie du nord-ouest de la France, seuls les sédiments les plus fins (argiles, limons et sables) sont susceptibles d'être mobilisés en période de crues. Il est peu probable que des remplissages sédimentaires constitués d'éléments grossiers puissent être réellement mobilisés, sauf très ponctuellement lors des crues les plus fortes et sur de courtes distances.

Ainsi, après avoir présenté les éléments relatifs à la localisation et à la quantification des stocks sédimentaires de fonds de vallées, puis estimé l'aptitude de la Seulles à remobiliser ces dépôts, nous nous attacherons dans un second temps à quantifier la contribution des remplissages sédimentaires situés dans la plaine alluviale dans le budget sédimentaire global de la Seulles (fig.7.1).

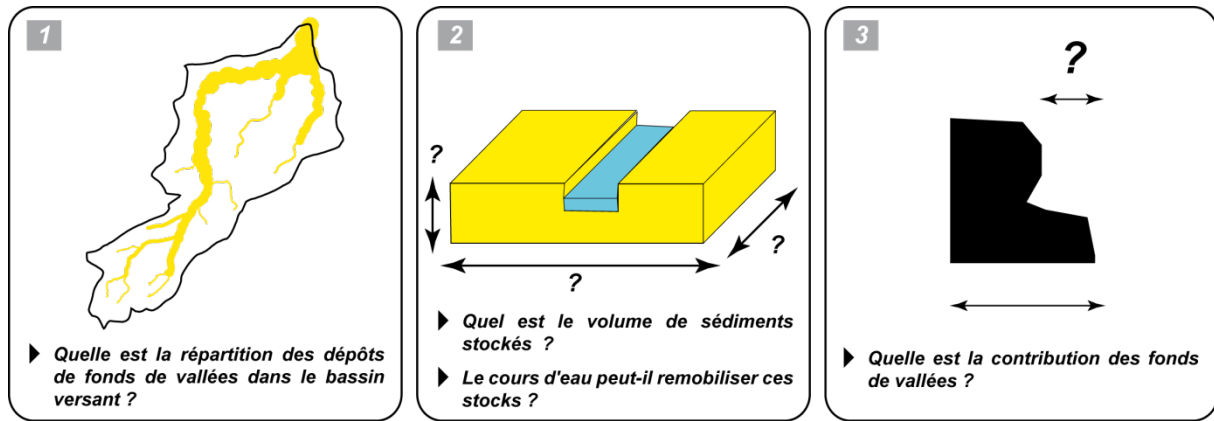


Figure 7.1 : Démarche de recherche établie en vue d'une évaluation de la contribution des stockages alluviaux.

1. Evaluation de la capacité des dépôts de fonds de vallées à contribuer à la charge solide transportée par la Seulles

Evaluer la capacité des fonds de vallées de la Seulles à représenter une source potentielle en sédiments revient en premier lieu à quantifier les stockages sédimentaires localisés dans la plaine alluviale. Il s'agit pour cela de reconstituer la géométrie de ces dépôts pour en estimer le volume. Cependant, l'ensemble des sédiments de fonds de vallée n'est pas nécessairement constitué d'alluvions, mais parfois également de formations autochtones non sédimentaires telles que les formations tourbeuses qui ne doivent pas être prises en compte. Il est donc nécessaire de reconstituer l'architecture et la stratigraphie de ces remplissages et de convertir le volume de sédiments obtenus en masse. Enfin, dans un contexte de cours d'eau à faible énergie, il faut aussi s'interroger sur la capacité de la Seulles à mobiliser les stocks sédimentaires hérités. Pour répondre à cette question, il est nécessaire d'estimer la puissance spécifique du cours d'eau, qui définit l'énergie potentielle maximale de ce dernier, au débit plein bord, c'est-à-dire au débit le plus morphogène.

1.1. Estimation du volume de sédiments stockés dans les fonds de vallées

1.1.1. Démarche méthodologique

Déterminer la géométrie des stockages sédimentaires de fonds de vallées a consisté, tout d'abord, à évaluer l'épaisseur des dépôts holocènes et leur évolution longitudinale et transversale. L'évaluation des stocks sédimentaires a été décomposée en différentes étapes (fig.7.2). Une première étape a été d'identifier l'enveloppe potentielle du remplissage holocène des fonds de vallées, ce qui revient, dans les faits, à localiser le lit majeur de la Seulles. Cette étape peut être réalisée à partir de la digitalisation de l'extension des fonds de vallées à l'aide d'une carte topographique ou géologique (Macaire et al, 2002 ; Farr et al). D'autres estiment cette surface à partir de la largeur de la vallée mesurée en différents points du bassin (Rommens et al, 2005 ; Rommens et al, 2006 ; De Moor et Verstraeten, 2008 ; Verstraeten et al, 2009 ; Notebaert, 2009 ; Notebaert et Verstraeten, 2010). Nous avons choisi ici de délimiter la plaine alluviale à partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) au pas de 20m (fig.7.2a), selon la méthode décrite dans Germaine et al (2007).

La surface de la plaine alluviale est découpée en un ensemble de tronçons définis comme homogènes. A l'amont du bassin, le découpage de ces tronçons est établi en fonction de l'organisation du réseau hydrographique. Ces derniers sont délimités par chaque niveau de confluence qui joue un rôle prépondérant sur l'épaisseur de la sédimentation dans les fonds de vallées en domaine armoricain. A l'aval du bassin, sur les formations sédimentaires, la délimitation est basée sur l'interprétation et l'expertise de données existantes qui montrent que la sédimentation dans les fonds de vallées est principalement influencée par trois variables : la largeur du fond de vallée, qui évolue d'amont en aval du bassin versant ; le profil en long du cours d'eau, qui influence les dynamiques de sédimentation dans les fonds de vallées, et l'organisation du réseau hydrographique.

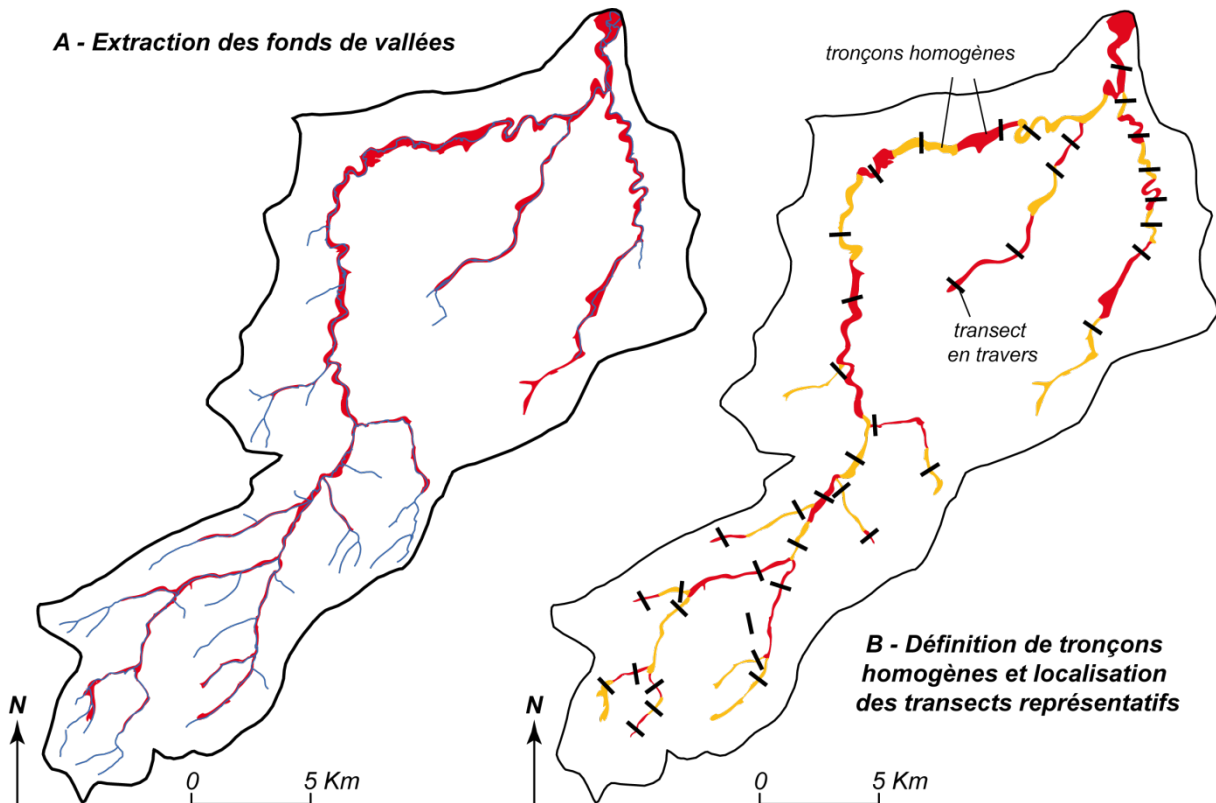


Figure 7.2 : Démarche méthodologique mise en place pour estimer les stockages alluviaux.

Ainsi, c'est un ensemble de 40 tronçons homogènes qui a été identifié au sein des fonds de vallées de la Seulles. Cela garantit une évaluation suffisamment solide des stocks présents car la densité de tronçons identifiés est supérieure à celle habituellement utilisée pour évaluer les stocks alluviaux (Rommens, 2006 ; Macaire, 2002). Enfin, un transect en travers du lit majeur a été réalisé au sein de chacun des tronçons. Il permet de définir une épaisseur moyenne des dépôts sédimentaires jugée représentative de l'ensemble du tronçon. Ces transects ont donné lieu à la réalisation de 179 sondages à la tarière et de 23 sondages au carottier à percussion effectués au cours de l'été 2008. L'espacement entre les carottages est généralement de l'ordre de 20m. Ce sont ainsi au total 202 sondages qui ont été réalisés pour évaluer l'épaisseur des remplissages. Ces sondages sont venus compléter des sondages antérieurs réalisés sur le bassin versant de la Mue et sur l'aval de la zone de transfert de la Seulles (Lespez et al, 2008 ; Renaud, 2007).

Une fois l'ensemble des sondages réalisé, le volume de sédiments stockés dans les fonds de vallées a été calculé pour chacun des tronçons homogènes précédemment identifiés (fig.7.2b). Pour cela, une épaisseur moyenne en sédiments a été estimée à partir de l'ensemble des sondages réalisés au sein de chacun des transects de fonds de vallées. Lorsque ces sondages n'ont pu être positionnés à distance égale, c'est une moyenne pondérée des profondeurs qui a été calculée (fig.7.3).

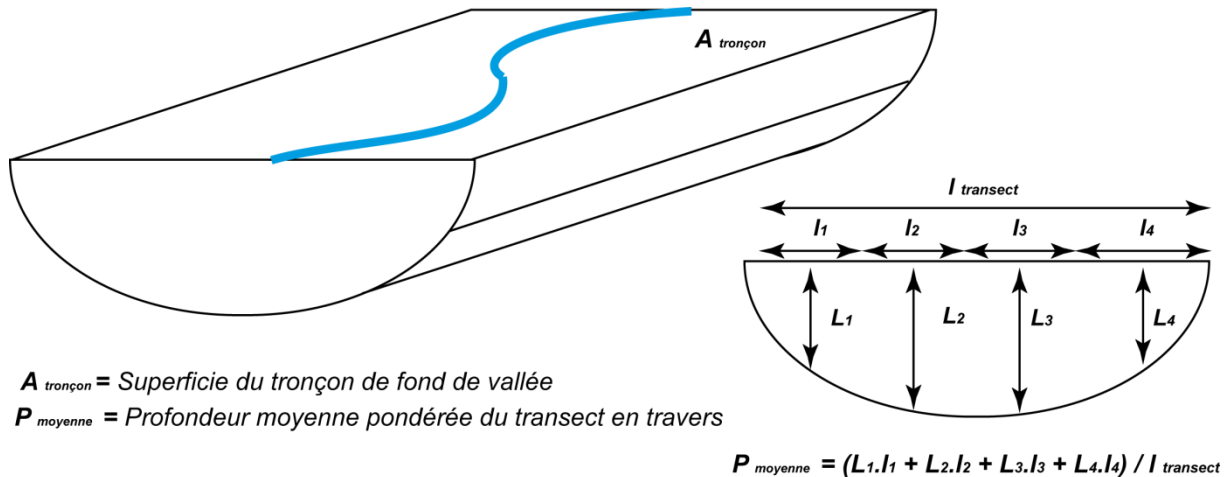


Figure 7.3 : Calcul des volumes de sédiments stockés dans les fonds de vallées de la Seullès.

Cette épaisseur moyenne peut être ensuite multipliée par la superficie du tronçon de fond de vallée préalablement identifiée et déterminée par SIG. Le volume de sédiments stockés dans la plaine alluviale est alors calculé selon la formule suivante :

$$V_{\text{tronçon}} = A_{\text{tronçon}} \times P_{\text{moyen}}$$

Avec :

$V_{\text{tronçon}}$: le volume de sédiments stockés dans le tronçon de fond de vallée (m³)

$A_{\text{tronçon}}$: la superficie du tronçon de fond de vallée (m²)

P_{moyen} : la profondeur moyenne pondérée du transect en travers (m)

La somme des volumes obtenus pour chacun des tronçons permet alors d'obtenir le volume de sédiments stockés dans les fonds de vallées. Les sondages réalisés à la tarière à main n'ont pas permis d'estimer l'épaisseur de la grave de fond. Cependant, de granulométrie grossière, cette dernière n'est pas mobilisable par le cours d'eau. Elle est d'ailleurs essentiellement héritée du Pléistocène (Lespez et al, 2008 ; Lespez, 2012) et n'a donc pas été prise en compte dans l'estimation des volumes de sédiments stockés dans les fonds de vallées au cours de l'Holocène. De la même manière, les sédimentations purement tourbeuses, principalement observées sur les bassins de la Thue et de la Mue (loc. en fig.7.4), n'ont pas non plus été prises en compte.

1.1.2. Critique de la méthode

Notebaert et al (2010) ont tenté d'évaluer l'impact de la méthode de délimitation des fonds de vallées et de la densité des sondages sur l'estimation des stockages alluviaux. Ils ont pour cela testé quatre méthodes de délimitation (manuelle sur carte topographique au 1/40000 et au 1/10 000 pour des tronçons de longueurs différentes, manuelle sur carte géologique au 1/50 000 et à l'aide d'un MNT SRTM au pas de 90m). Ils ont également fait varier le nombre de transects en travers réalisés. Les résultats obtenus montrent que la densité de sondages réalisée

dans la plaine d'inondation n'a qu'un impact limité sur l'estimation des stocks de fonds de vallées. Sur les trois bassins versants testés, ils ont observé une sous-estimation de 8% des stocks de fonds de vallées sur le bassin de la Dijle (780 km²), de 3% sur celui de Gulp (47 km²) et de 0,4% pour celui d'Amblève (1080 km²). Ils estiment ainsi que des tronçons d'environ 30 km de long dans lesquels sont réalisés 5 sondages suffisent pour évaluer le volume de sédiments stockés dans les fonds de vallées des bassins versants de la Dijle et de l'Amblève. Pour des bassins versants plus petits, la variabilité de l'épaisseur des dépôts de fonds de vallées peut être plus importante. Il est alors être nécessaire de réduire la taille des tronçons.

La méthode utilisée pour délimiter les fonds de vallées semble influencer davantage sur le résultat final. Les auteurs montrent de grandes similitudes dans l'estimation du volume de sédiments stockés dans la plaine alluviale lorsque la plaine alluviale a été digitalisée à l'aide d'une carte topographique ou d'une carte géologique. Il existe cependant d'importants écarts avec les résultats obtenus à l'aide du MNT SRTM dont la résolution est de 90m. Les résultats montrent en effet une sous-estimation des stockages de 60% pour le bassin versant de la Dijle et une surestimation de plus de 50% pour ceux de l'Amblève par rapport aux premiers résultats. Les écarts importants ont été attribués par les auteurs à la faible résolution du MNT utilisé.

1.1.3. Résultats

Les résultats mettent en évidence une distinction entre deux compartiments du bassin versant de la Seulles. Le premier correspond à la vallée de la Seulles dont la dynamique fluviale est en grande partie influencée par son amont armoricain du fait de la structure du réseau hydrographique. Le second est associé aux deux principaux affluents de rive droite de la Seulles en domaine sédimentaires : la Thue et la Mue.

◆ Dans la vallée de la Seulles

Les sondages réalisés dans la vallée de la Seulles ont mis en évidence un remplissage épais de plus de 3 m sur une grande partie du bassin versant, et croissant d'amont en aval (fig.7.4).

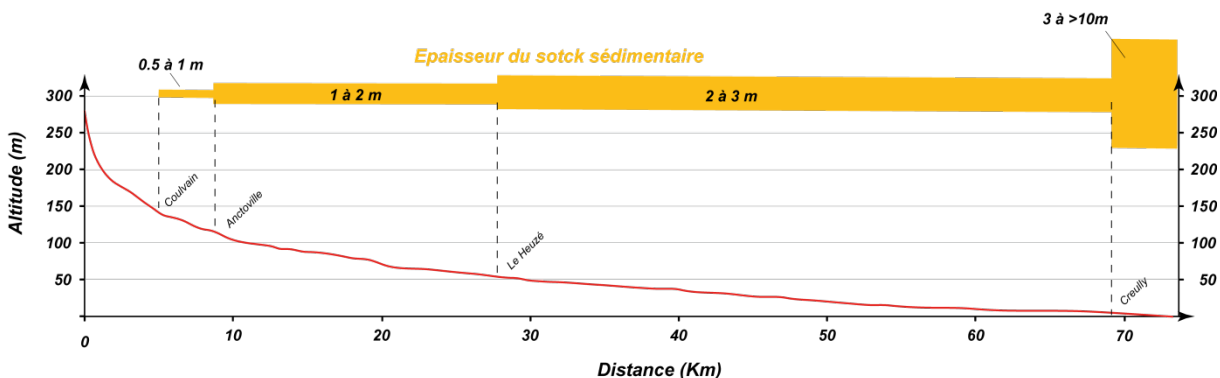


Figure 7.4 : Evolution longitudinale des épaisseurs de sédiments stockés dans la plaine alluviale de la Seulles.

En aval du bassin, leur épaisseur est comprise entre 3 et 12 m. Cependant, la très grande dilatation observée à l'extrémité aval du bassin versant ne correspond pas uniquement à des dépôts issus du bassin versant et doit être associée à des dynamiques estuariennes. Ces dépôts, clairement identifiés sur le terrain lors de la description des faciès de chacune des unités sédimentaires, n'ont pas été pris en compte dans le calcul du volume des stockages alluviaux.

Dans la zone de transfert du système fluvial (entre Le Heuzé et Creully), les remplissages représentent des épaisseurs inférieures, mais toujours très importantes, comprises entre 2 et 4 m. Enfin, des remplissages supérieurs à 1 m sont observés jusqu'à l'extrémité amont du bassin versant, au niveau de la commune d'Anctoville. La quantité de sédiments stockés en fond de vallée est donc particulièrement importante à la fois en terme de volume puisque ce dernier représente quelques 31.10^6 m³ de sédiments (soit 0,12 m³/m² de bassin versant), mais également remarquable en terme d'extension spatiale puisque ces stocks sédimentaires restent particulièrement conséquents jusqu'à l'extrémité amont du système fluvial.

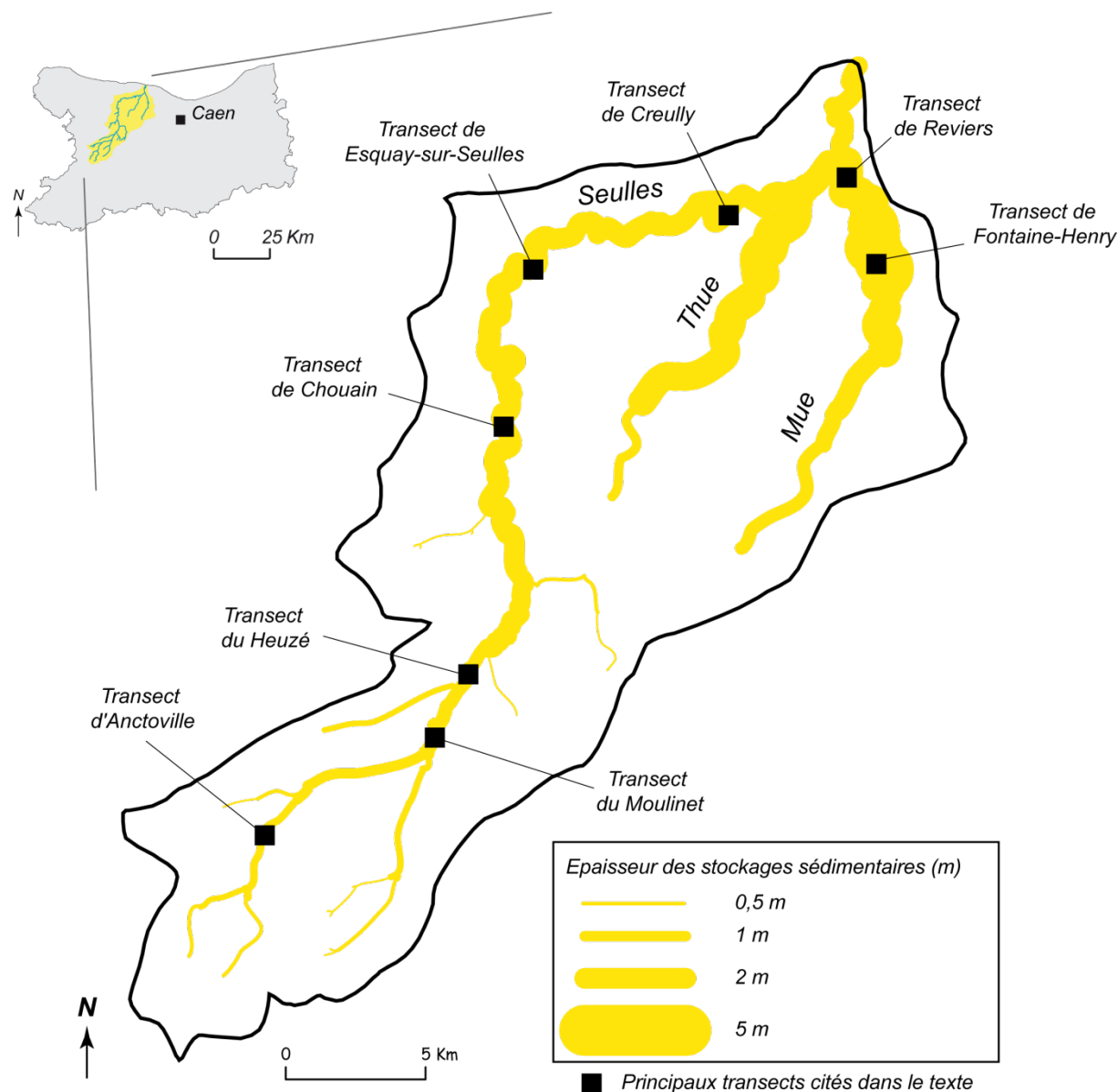


Figure 7.5 : Epaisseurs de sédiments disponibles dans les fonds de vallées du bassin versant de la Seules.

◆ Dans les bassins de la Thue et de la Mue

Dans les bassins de la Thue et de la Mue, les remplissages alluviaux présentent des volumes de sédiments également très importants, estimés à 14.10^6 m³, soit 0,09 m³ par m² de bassin

versant. Les épaisseurs de sédiments sont supérieures à celles mesurées dans la zone de transfert de la Seulles, notamment en aval du bassin de la Mue au niveau des transects de Reviers et de Fontaine-Henry. Comme sur le reste du bassin de la Seulles, des remplissages importants, supérieurs au mètre, sont observés jusque dans les zones amont de la Thue et de la Mue. On obtient ainsi, à l'échelle du bassin versant de la Seulles, un volume très élevé de sédiments disponible dans les fonds de vallées, susceptible d'alimenter la charge solide actuelle de la Seulles. Il est estimé à 45.10^6 m^3 , soit $0,1 \text{ m}^3.\text{m}^{-2}$ lorsque l'on ramène ces volumes à la surface du bassin. Sans surprise, les volumes de sédiments disponibles sont principalement localisés dans la zone de transfert de la Seulles et sur les deux principaux affluents de rive droite de la Seulles en domaine sédimentaire (fig.7.5).

◆ Discussion

Les études qui ont tenté de quantifier le volume de sédiments stockés dans les fonds de vallées d'un bassin versant dans le nord-ouest de la France ne sont pas nombreuses. Il est donc difficile de comparer les résultats obtenus avec d'autres bassins régionaux.

Des volumes de $6,3.10^6 \text{ m}^3$ avaient été observés dans le bassin versant du Négron (un petit bassin versant de 162 km^2 situé en rive gauche de la Vienne) (Macaire, 2002), ce qui représente $0,038 \text{ m}^3.\text{m}^{-2}$. Les valeurs estimées sont donc bien inférieures à celles obtenues dans le bassin de la Seulles. Des valeurs plus élevées ont été enregistrées en Belgique sur le bassin versant de Nethen (Rommens et al, 2006) où des stockages de $10,92.10^6 \text{ m}^3$ ont été observés, ce qui représente $0,21 \text{ m}^3.\text{m}^{-2}$ de bassin versant. Cependant, dans le bassin versant de la Geul (Pays Bas), d'une superficie de 380 km^2 davantage comparable à celle de la Seulles, les stockages sédimentaires ont été évalués à 35.10^6 m^3 soit $0,09 \text{ m}^3 / \text{m}^2$ de bassin versant (De Moor et Verstraeten, 2008), ce qui représente une valeur très comparable à celle obtenue pour la Seulles. Les valeurs estimées dans notre travail se situent donc dans des gammes de valeurs obtenues pour des contextes sédimentaires et climatiques semblables, même si une certaine variabilité des résultats peut être observée d'un bassin versant à un autre.

Le volume important des stocks de fonds de vallées dans le bassin versant de la Seulles donne une première information sur la contribution potentielle de ces derniers à la charge solide du cours d'eau. Cependant, l'ensemble des sédiments de fonds de vallée n'est pas seulement constitué d'alluvions, mais parfois aussi de formations autochtones non sédimentaires telles que les formations tourbeuses qui ne doivent pas être prises en compte (Arnaud-Fassetta, 2006). Il est donc nécessaire de reconstituer l'architecture et la stratigraphie de ces remplissages. Enfin, afin de pouvoir évaluer par la suite la contribution de ces dépôts dans le bilan sédimentaire global de la Seulles, les volumes de sédiments obtenus doivent être convertis en masse. La temporalité ainsi que les processus à l'origine de la formation des dépôts de fonds de vallées ne seront pas abordés au cours de ce chapitre, mais ils feront l'objet d'une étude plus approfondie au cours du chapitre 9.

1.2. Conversion du volume des dépôts de fonds de vallées en masse

1.2.1. Démarche méthodologique

La conversion du volume de sédiments stockés dans les fonds de vallées sous la forme de masse consiste à associer le volume de chacune des unités sédimentaires identifiée à des

mesures de masse volumique apparente. Ainsi, pour une unité sédimentaire homogène, la masse des stockages de fonds de vallées peut être calculée de la manière suivante :

$$M_{U.Sed} = V_{U.Sed} \times D_{sed}.$$

Avec :

$M_{U.Sed}$: La masse d'une unité sédimentaire donnée (t)

$V_{U.Sed}$: Le volume de l'unité sédimentaire (m³)

D_{sed} : la masse volumique des sédiments (t/m³)

Avant d'évaluer la masse des stocks de fonds de vallées, deux étapes ont été nécessaires. Il a fallu, dans un premier temps, identifier les unités sédimentaires des remplissages de fonds de vallées et évaluer le volume de chacune d'entre elles. Après une description stratigraphique des sondages, un échantillonnage a permis de mener des analyses granulométriques afin de caractériser les principales unités sédimentaires. Ces dernières étant susceptibles de présenter des masses volumiques très variables, des mesures de densité apparente ont ensuite été réalisées sur un ensemble de 18 échantillons sélectionnés sur la base du résultat des analyses granulométriques préalablement effectuées. En additionnant les masses obtenues pour chacune des unités sédimentaires, il devenait possible d'obtenir une évaluation de la masse de sédiments stockés dans les fonds de vallées de la Seulles.

1.2.2. Reconstitution de la stratigraphie des remplissages sédimentaires de fonds de vallées

Afin d'identifier la texture des différentes unités stratigraphiques, des analyses granulométriques ont été réalisées sur un total de 139 échantillons. Un large échantillonnage a tout d'abord été effectué sur le terrain sur la base des différents faciès sédimentaires observés. Chacun d'entre eux a été prélevé lors de sondages réalisés à la tarière à main ou au carottier à percussion. Parmi l'ensemble des prélèvements disponibles, une sélection a été opérée pour que les analyses granulométriques soient menées dans les différentes unités sédimentaires identifiées et réparties sur l'ensemble du bassin versant de la Seulles. Les analyses granulométriques ont été réalisées au sein du laboratoire LETG Caen GEOPHEN à l'aide d'un granulomètre laser Beckman-COULTER LS200.

A l'échelle globale, les analyses granulométriques montrent clairement la prédominance d'une épaisse sédimentation limoneuse sur l'ensemble du bassin versant, aussi bien en domaine sédimentaire qu'en domaine armoricain. Cependant, la reconstitution des stratigraphies de l'ensemble des transects en travers réalisés sur le bassin versant de la Seulles laisse apparaître deux types de remplissages distincts. Comme lors de l'évaluation du volume de sédiments stockés dans la plaine alluviale, les résultats mettent en évidence une distinction entre deux compartiments du bassin versant de la Seulles : le premier correspondant à la vallée de la Seulles, et le second est associé aux deux principaux affluents de rive droite de la Seulles en domaine sédimentaire : la Thue et la Mue. Nous n'opérerons ici qu'une description sommaire des remplissages, elle sera développée plus tard au cours du chapitre 9.

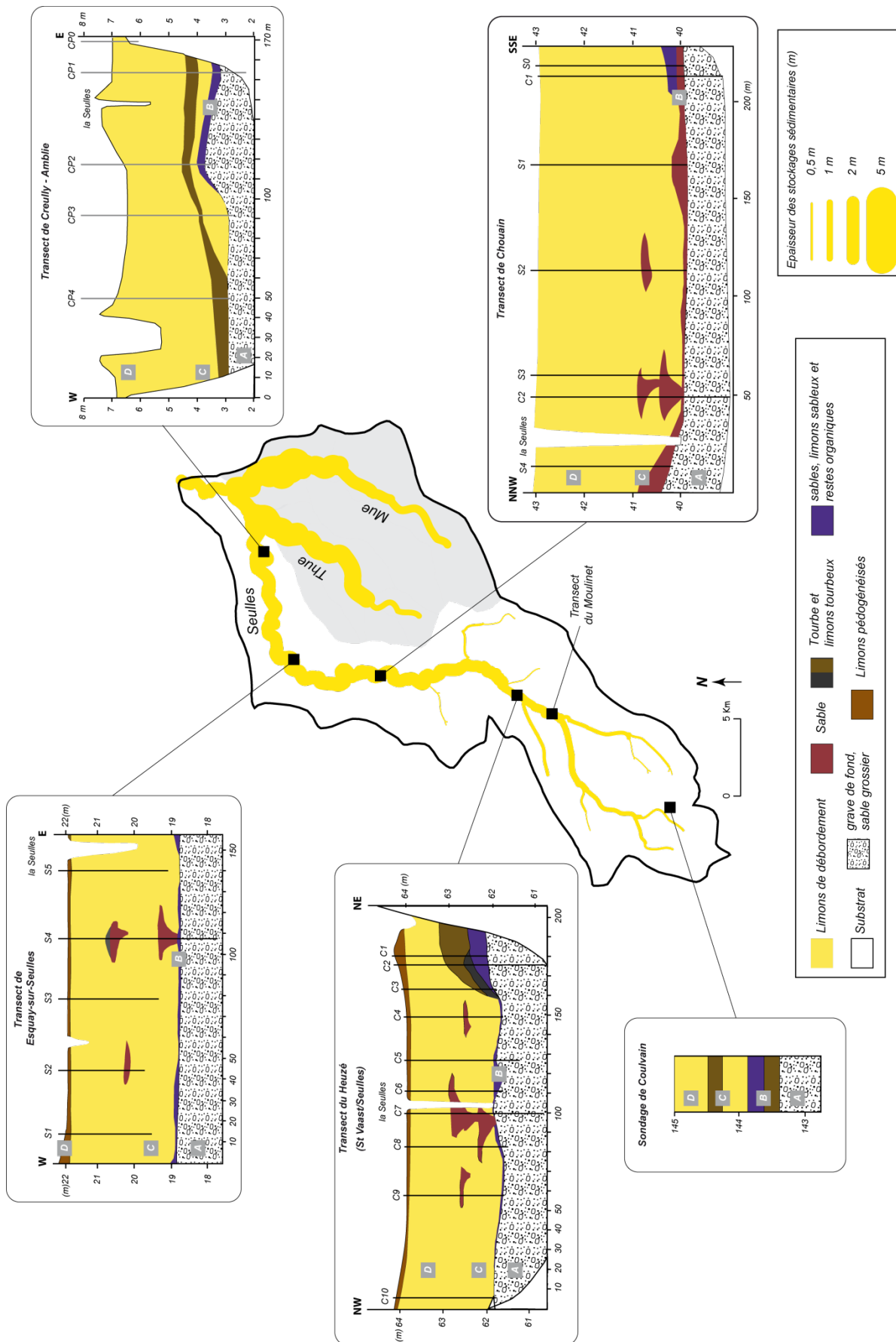


Figure 7.6 : Principaux transects en travers réalisés en contexte armoricain et sur la zone de transfert de la Seulles

◆ Dans les fonds de vallées de la Seulles :

Un premier type de remplissage correspond aux fonds de vallées de la Seulles. Les analyses granulométriques font apparaître trois grandes unités sédimentaires (fig.7.7). Ce premier type de remplissage peut être décrit à partir d'un transect caractéristique réalisé sur la commune du Heuzé (fig.7.6). A la base, le substrat est recouvert sur une épaisseur importante, souvent supérieure à 1 m, par une grave grossière constituée de sables, graviers et de galets pluricentimétriques (A). On observe ensuite une diminution progressive du calibre des sédiments vers des limons à sables moyens à grossiers (B). La partie supérieure du profil marque un changement profond dans le fonctionnement du système, avec un colmatage généralisé des fonds de vallées par des formations de débordement limoneuses d'une épaisseur supérieure à 2 mètres. Dans un premier temps, on observe la persistance de bras marécageux en marge du système, comme en témoigne la présence de passées organiques en bordure des fonds de vallées. De plus, des lentilles sableuses ou limono-sableuses sont également observées. Elles témoignent de défluviations plus ou moins prolongées du chenal principal (C). On remarque enfin la poursuite d'une sédimentation limoneuse très homogène dépourvue de lentilles organiques ou grossières (D). En dehors de la grave de base, qui n'a pas été prise en compte dans l'évaluation des volumes de sédiments stockés dans les fonds de vallées de la Seulles, l'ensemble des sédiments est donc potentiellement mobilisable par le cours d'eau.

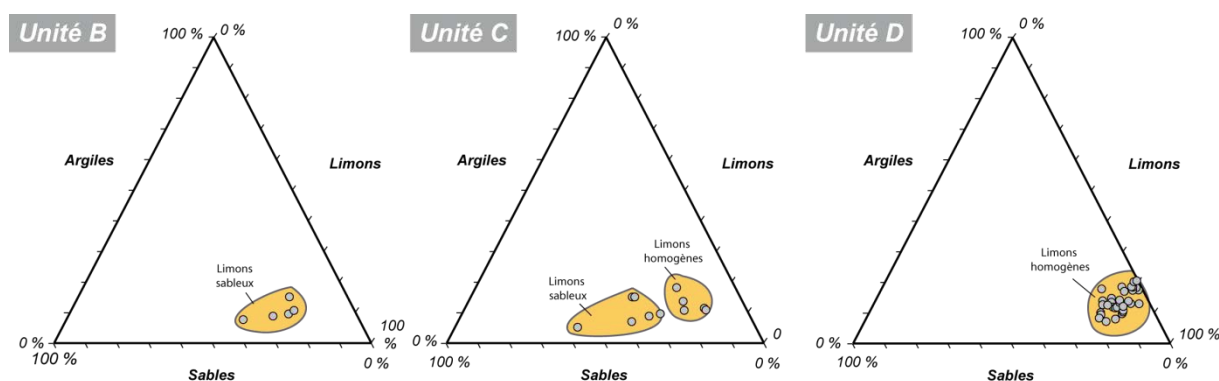


Figure 7.7 : Caractéristiques granulométriques des différentes unités sédimentaires identifiées le long de la Seulles.

◆ Dans les fonds de vallées de la Thue et de la Mue :

La stratigraphie des remplissages diffère sensiblement dans le domaine sédimentaire (fig.7.8). Dans les bassins versants de la Thue et de la Mue, après le dépôt de graviers, de sables et de limons sableux d'origine détritique qui repose sur le substrat sur l'ensemble des fonds de vallées (A), on observe une forte discontinuité amont – aval des remplissages sédimentaires. A l'amont (Cairon, Rots), la sédimentation est d'abord carbonatée, marquée par de nombreux dépôts tufacés, fréquemment interrompue par une sédimentation limoneuse issue probablement de l'érosion des lœss sur les versants (B). Plus en l'aval, la sédimentation est fortement influencée par l'édification de bouchons de tuf en travers des fonds de vallées au niveau des communes de Reviers et de Fontaine-Henry (C1 ; Lespez et al, 2008). En amont de ces derniers se sont formées des ambiances marécageuses à l'origine de remplissages importants de tourbe ou de limons tourbeux (C2). Enfin, comme dans les fonds de vallées de la Seulles, on observe sur la quasi-totalité des sondages réalisés sur la vallée de la Mue et de la Thue un remplissage limoneux très homogène, épais de 1 à 2 m (D).

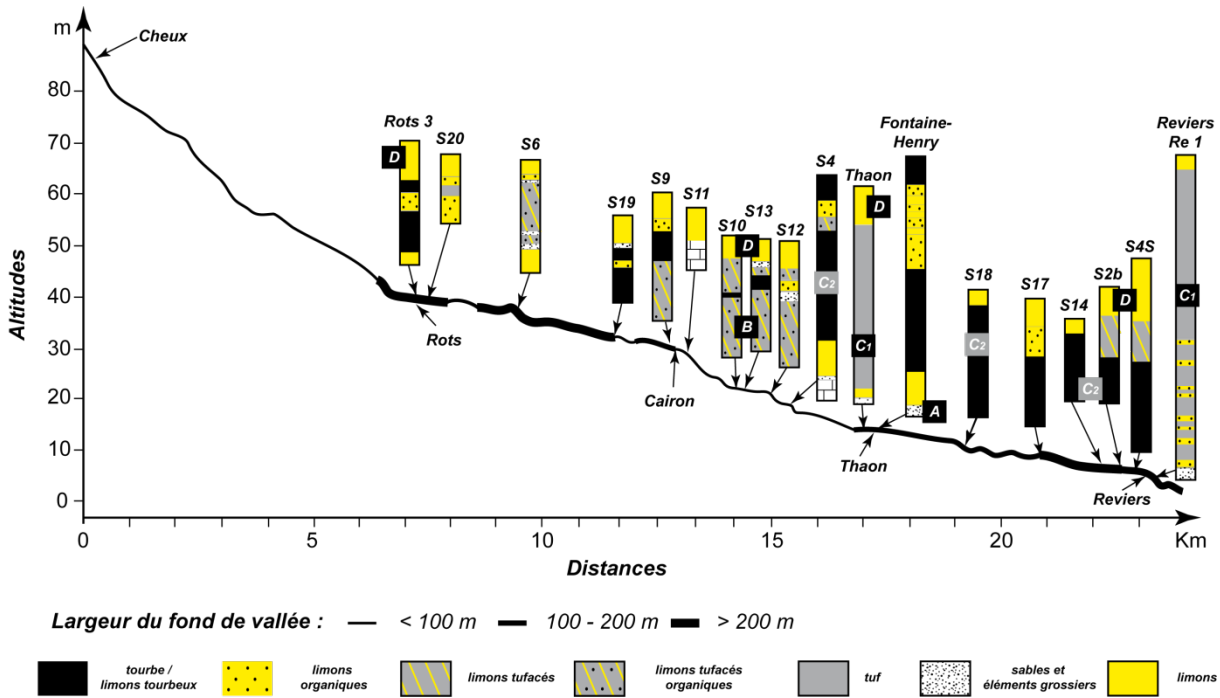


Figure 7.8 : Remplissages alluviaux en contexte sédimentaire (bassin versant de la Mue), modifié d'après Lespez, 2008.

1.2.3. Mesure des masses volumiques apparentes

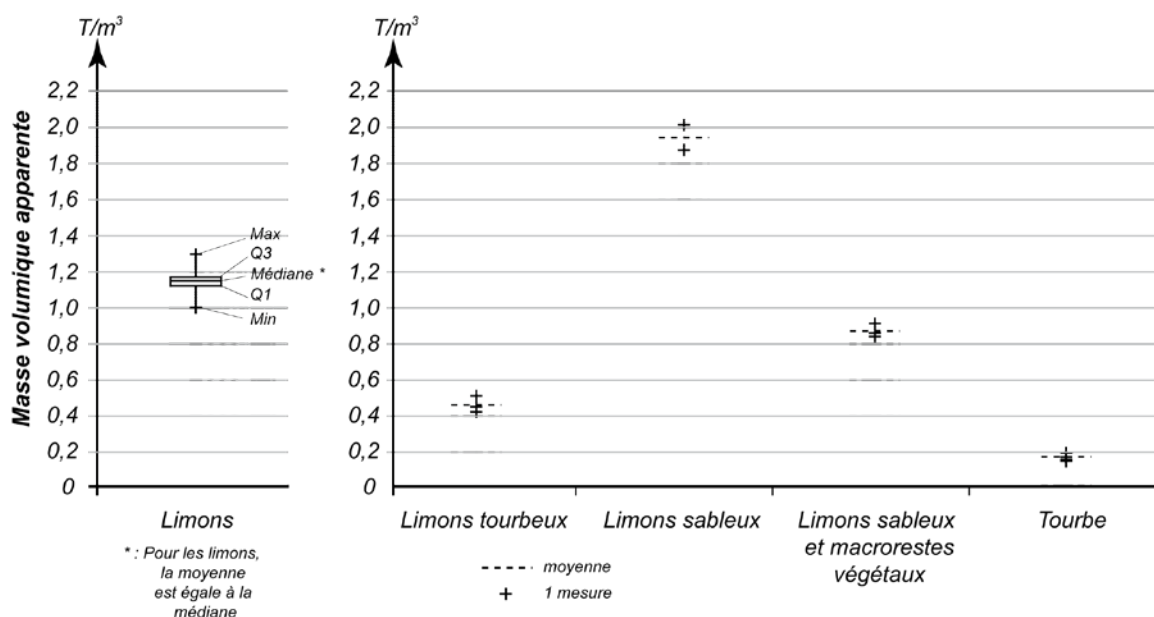
Pour convertir le volume des dépôts de fonds de vallées, il faut caractériser la masse de ces derniers par unité de volume, ce qui revient à estimer une masse volumique. Les volumes mesurés intégrant les vides interstitiels présents entre les différents éléments constituant les dépôts, on parle de masse volumique apparente. Pour estimer le volume apparent des échantillons prélevés, il est nécessaire de les prélever au sein d'une géométrie mesurable. Pour cela, les échantillons destinés aux mesures de masse volumique apparente ont été prélevés lors des sondages réalisés à l'aide d'un carottier à percussion. Ils sont extraits au moyen d'une gouge cylindrique de diamètre connu. La hauteur de l'échantillon prélevé permet alors de calculer son volume. En laboratoire, chaque échantillon est mis dans une étuve à 105°C pendant une nuit avant d'être de nouveau pesé. La masse volumique apparente correspond alors au rapport entre le volume initial de l'échantillon et la masse à sec de ce dernier.

◆ Dans la vallée de la Seulles :

Les analyses granulométriques réalisées dans chacune des unités stratigraphiques identifiées le long de la Seulles montrent que l'unité sédimentaire supérieure du remplissage est caractérisée par un remplissage limoneux très homogène d'amont en aval du bassin versant (fig.7.10). Un ensemble de 10 mesures de masse volumique apparente a été réalisé dans ces limons (U_D) et la moyenne des valeurs obtenues a été retenue, soit 1,18 t/m³. En dehors de cette unité, la signature du remplissage sédimentaire est plus diversifiée avec, d'une part, une sédimentation minéralogique moins homogène (limoneuse, mais également limono sableuse) et, en bordure des fonds de vallées, une sédimentation plus organique (U_C). Le volume global de cette seconde unité a donc été scindé en deux parties. Nous avons calculé en premier lieu le volume des sédiments limoneux et limono-sableux. Pour les limons, une masse volumique apparente de 1,18 t/m³ a été conservée. Pour les limons sableux, 2 mesures de masse volumique

apparente ont été réalisées. La moyenne des deux mesures a été retenue, soit $1,94 \text{ t/m}^3$. Pour ce qui est de la sédimentation plus organique, 3 nouvelles mesures ont été réalisées. La moyenne des valeurs obtenues, soit $0,45 \text{ t/m}^3$ a été conservée. Enfin, en contexte de transition entre la grave de fond et le colmatage limoneux (U_B), on retrouve des granulométries limono-sableuses avec une proportion de matière organique assez homogène, estimée à 3,5 %. A nouveau, 3 mesures ont été réalisées et c'est la moyenne des valeurs obtenues qui a été retenue pour cette strate, soit $0,87 \text{ t/m}^3$.

Le nombre de mesures de masse volumique apparente réalisées est réduit, compte tenu du nombre d'échantillons disponibles. Cela dit, pour les limons, qui représentent plus de 85 % des stockages alluviaux, les 10 mesures de masses volumiques obtenues, comprises entre $1,03$ et $1,3 \text{ t/m}^3$, présentent un écart type réduit ($0,08 \text{ t/m}^3$) et une valeur médiane identique à la moyenne. Pour les autres unités stratigraphiques, le nombre de mesures pourrait être augmenté pour valider les mesures effectuées jusqu'à présent. La variabilité des masses volumiques obtenues est également faible pour les autres faciès sédimentaires. L'écart maximum entre les mesures est ainsi de $0,07 \text{ t/m}^3$ pour les limons sableux et les limons sableux à macrorestes végétaux, et de $0,1 \text{ t/m}^3$ pour les limons tourbeux. D'autre part, les estimations obtenues concordent avec les valeurs utilisées dans le cadre d'autres études (fig.7.9).



Granulométrie des échantillons	Réf. bibliographique	Masse vol. app.	Granulométrie des échantillons	Réf. bibliographique	Masse vol. app.
Tourbe	Macaire et al (1996)	0,5	Limons argileux	Forster et al (2006)	1,28 - 1,43
	Rommens et al (2006)	0,35		Erkens et al (2006)	1,15
	Cette étude	0,18	Limons tourbeux	Cette étude	0,45
	Erkens et al (2006)	0,17	Limons sableux	Cette étude	1,94
Limons	Macaire et al (1996)	2	Limons sableux, graviers et macrorestes	Cette étude	0,87
	Rommens et al (2006)	1,42			
	Cette étude	1,18	Sables	Verstraeten et al (2000)	1,49
	Verstraeten et al (2000)	1,04 - 1,31		Erkens et al (2006)	1,7

Figure 7.9 : Variabilité des masses volumiques obtenues et comparaison avec les valeurs utilisées dans la bibliographie pour des bassins versants situés en Europe, sous climat tempéré.

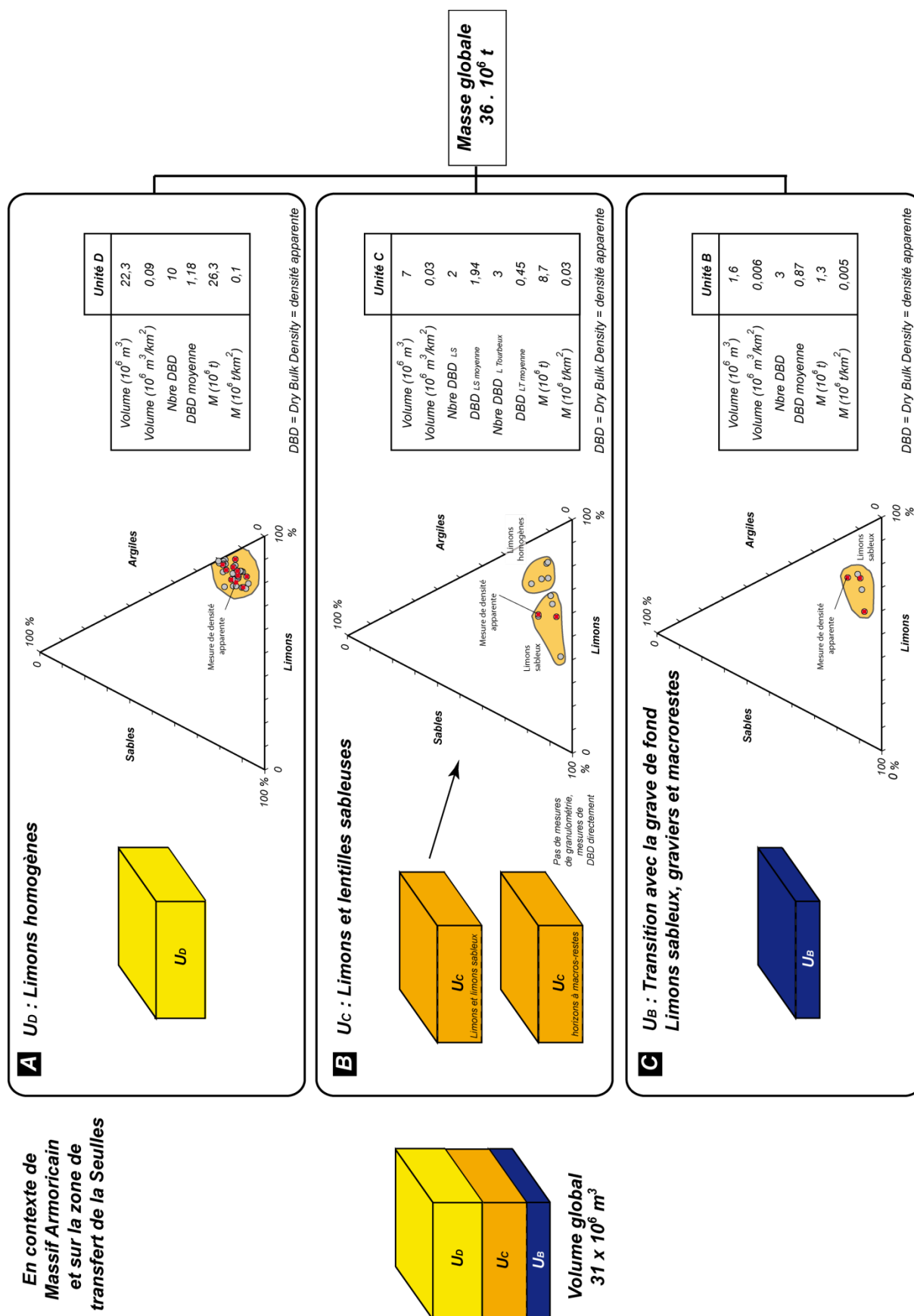


Figure 7.10 : Démarche méthodologique destinée à évaluer la masse de sédiments stockés dans les fonds de vallées de la Seulles en contexte armoricain et sur la zone de transfert de la Seulles.

◆ Dans les bassins de la Thue et de la Mue :

Concernant les remplissages de fonds de vallées en domaine sédimentaire, des mesures de densité apparente ont également été réalisées pour les tufs et la tourbe. Dans le cas du colmatage limoneux terminal et des limons organiques, c'est la densité apparente mesurée dans la zone de transfert de la Seulles qui a été utilisée. La masse globale de sédiments stockés en contexte sédimentaire correspond alors à la somme des masses de sédiments de chacune des unités stratigraphiques (fig.7.11).

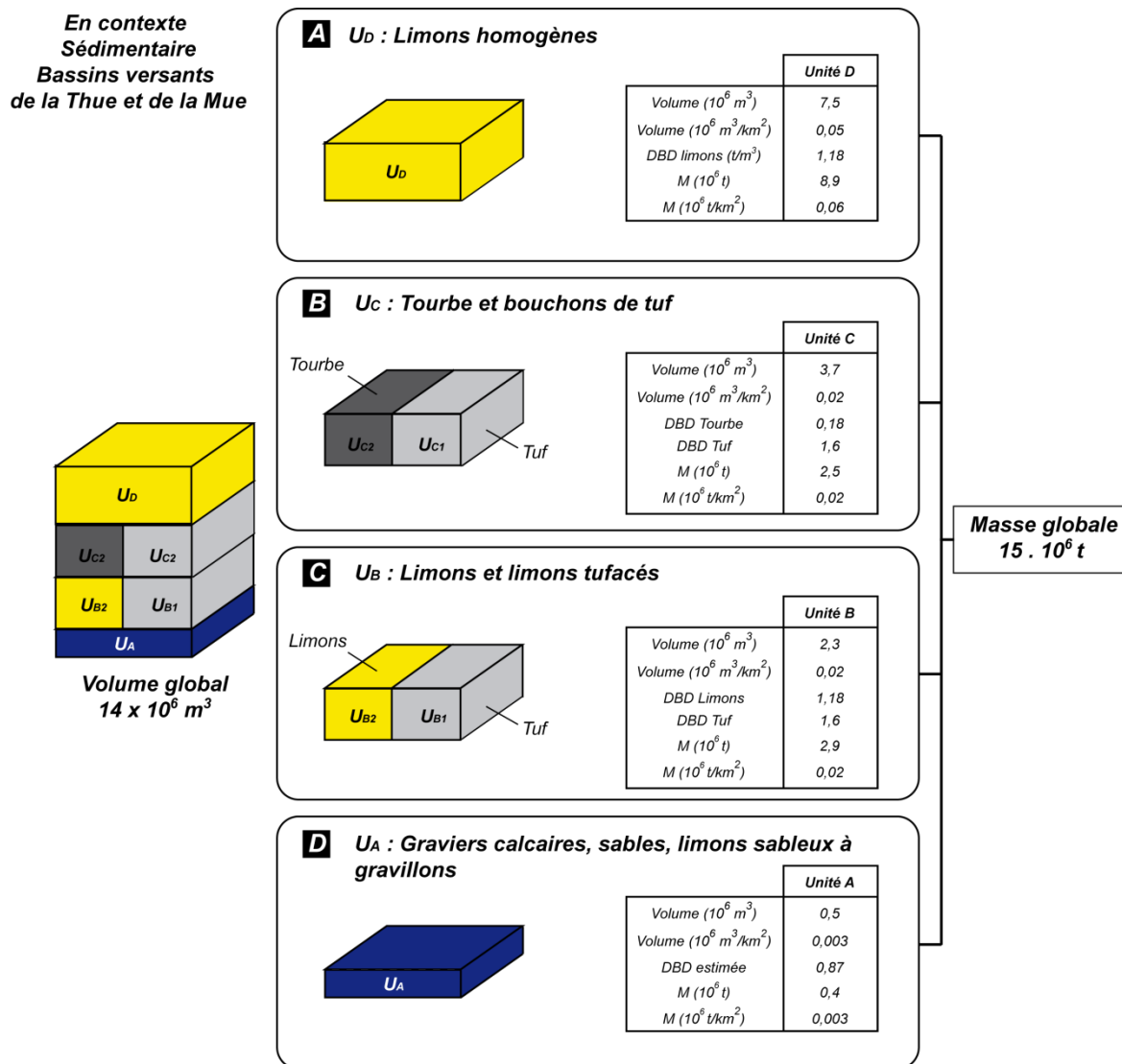


Figure 7.11 : Démarche méthodologique pour évaluer la masse des stockages de fonds de vallées de la Thue et de la Mue (DBD = Densité apparente).

1.2.4. Résultats - discussion

Au final, nous avons obtenu une masse de sédiments stockés dans les fonds de vallées qui est très importante. Elle est évaluée à 36.10^6 t en contexte de massif ancien, soit un niveau d'érosion spécifique de $0,14.10^6 \text{ t.km}^{-2}$. Dans les bassins de la Thue et de la Mue, la masse de sédiments déposés est estimée à 15.10^6 t , soit une érosion spécifique de $0,1.10^6 \text{ t.km}^{-2}$. C'est donc une masse globale estimée à 51.10^6 t de sédiments qui est stockée, soit une perte en sol de $0,12.10^6 \text{ t.km}^{-2}$.

Les valeurs obtenues dans le bassin versant de la Seulles se situent dans la gamme des mesures observées en Europe, sous climat pluvio-océanique. L'estimation des dépôts de fonds de vallée est en effet très comparable à ce qui a été observé dans les bassins de la Geul, du Lieser et du Negron et légèrement inférieure aux valeurs obtenues dans les bassins de la Dijle et de Nethen (fig.7.12). Cependant, les données aujourd'hui disponibles pour effectuer une comparaison à une échelle et dans un contexte géographique et climatique semblable à celui du bassin versant de la Seulles restent peu nombreuses.

Les masses de sédiments estimées à partir du volume des dépôts de fonds de vallées sont dépendantes des masses volumiques apparentes mesurées pour chacune des unités stratigraphiques identifiées. Or, si les valeurs mesurées sur le bassin versant de la Seulles sont cohérentes avec les valeurs observées dans le cadre d'autres analyses, il faut noter la variabilité parfois élevée des valeurs utilisées dans différentes études pour des granulométries pourtant identiques. En effet, les masses volumiques varient d'une classe granulométrique à une autre selon des coefficients multiplicateurs pouvant aller de 1 à 3 pour la tourbe. Pour les limons, qui représentent dans un large quart nord-ouest de la France la texture la plus représentée, le coefficient multiplicateur varie de 1 à 2. De tels écarts vont donc engendrer, à volume égal de très fortes variations dans l'estimation des masses de sédiments stockés dans les fonds de vallées. On peut ainsi s'interroger sur la pertinence de la comparaison des niveaux d'érosion spécifiques obtenus dans les différentes études menées sur la quantification des stockages alluviaux ou colluviaux. Pour comparer avec plus de certitude les niveaux d'érosion spécifiques, il serait nécessaire de définir au préalable des normes précises indiquant les méthodes liées à l'estimation puis l'extrapolation des épaisseurs à l'échelle du bassin versant. Il serait également important de faire de même pour l'estimation des masses volumiques apparentes. Il faudrait ainsi définir les méthodes de prélèvement, les volumes à prélever ainsi que le nombre d'échantillons nécessaires pour estimer au mieux la densité apparente des remplissages sédimentaires sur les versants ou dans les fonds de vallées.

	Localisation	Superficie	Volume des stockages alluviaux		Masse des stockages alluviaux		Références
			(m ³)	(m ³ / km ²)	(t)	(t/km ²)	
Seulles	France	430 km ²	45 . 10 ⁶	0,10 . 10 ⁶	51 . 10 ⁶	0,12 . 10 ⁶	
Nethen	Belgique	55 km ²	10,9 . 10 ⁶	0,20 . 10 ⁶	14 . 10 ⁶	0,25 . 10 ⁶	Verstraeten et al, 2009
Geul	Belgique	380 km ²	35,3 . 10 ⁶	0,09 . 10 ⁶	40,3 . 10 ⁶	0,11 . 10 ⁶	De Moor et Verstraeten, 2008
Dijle	Belgique	758 km ²			351 . 10 ⁶	0,46 . 10 ⁶	Notebaert et al, 2011
Lieser	Allemagne	402 km ²	23,4 . 10 ⁶	0,06 . 10 ⁶	35,1 . 10 ⁶	0,09 . 10 ⁶	Stolz et al, 2011
Negron	France	162 km ²	6,3 . 10 ⁶	0,04 . 10 ⁶	12,6 . 10 ⁶	0,08 . 10 ⁶	Macaire et al, 2002

Figure 7.12 : Références bibliographiques sur les remplissages sédimentaires de fonds de vallées.

1.3. *Evaluation des puissances spécifiques*

La question des puissances spécifiques de la Seulles est importante car elle permet de savoir si des ajustements latéraux, et donc une remobilisation des stockages sédimentaires alluviaux, peuvent être observés.

1.3.1. *Principes de mesure*

Le concept de « puissance fluviale » est apparu vers le milieu du 20^{ème} siècle afin d'estimer la capacité de transport par charriage et/ou en suspension d'un chenal (Rubey, 1933 ; Knapp, 1938 ; Bagnol, 1960, 1966, 1977). La puissance fluviale correspond à la transformation vers l'aval de l'énergie potentielle de l'écoulement (E_p) en énergie cinétique (E_c). Elle se calcule selon la formule suivante :

$$\omega = \rho \cdot g \cdot Q_{pb} \cdot S_e$$

Avec :

ω : la puissance fluviale (W)

ρ : la densité de l'eau ($kg.m^{-3}$)

g : l'accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$)

Q_{pb} : le débit à plein bord ($m^3.s^{-1}$)

S_e : la pente de la ligne d'eau ($m.m^{-1}$)

La puissance spécifique d'un cours d'eau peut donc s'écrire :

$$\omega_s = \rho \cdot w^3$$

Avec :

ω_s : la puissance fluviale spécifique ($W.m^{-2}$)

w : la largeur du lit à débit plein bord (m)

En définissant l'énergie maximale du cours d'eau, c'est-à-dire lorsqu'il atteint le débit à plein bord, la puissance fluviale peut, au-delà de la capacité de transport sédimentaire, influencer sur la morphologie des lits fluviaux du fait des ajustements latéraux par érosion des berges. Ainsi, « l'intensité des sapements de berges, et par conséquent de la migration des chenaux et de la reprise du matériel constituant les plaines alluviales, est nettement corrélée à la puissance fluviale » (Lewis, 1982 ; Nanson et Hickin, 1986 ; Lawer, 1992, 1995 ; Mc Ewen, 1994 ; Abernethy et Rutherford, 1998 ; Astrade et Bravard, 1999 cités par Schmitt et al, 2001). Brookes (1987, 1988) propose à ce sujet des seuils de puissances spécifiques de débit plein bord permettant de déterminer la mobilité ou non du chenal dans les fonds de vallées. Il considère ainsi qu'au-dessus d'une valeur de $35 W.m^{-2}$, un cours d'eau rectifié et chenalisé peut se réajuster du fait de l'instabilité potentielle des berges et du lit. Ce n'est cependant qu'à partir de puissances spécifiques de $100 W.m^{-2}$ que le cours d'eau est susceptible de retrouver sa sinuosité initiale. Dans le cas de puissances spécifiques inférieures à $35 W.m^{-2}$, les lits chenalisés ne peuvent opérer de réajustement morphodynamique important. Ces valeurs peuvent toutefois être nuancées en fonction de la nature plus ou moins cohésive des berges.

1.3.2. Application sur la Seulles

Afin d'estimer les puissances spécifiques et leur évolution au sein du système fluvial, des relevés topographiques ont été réalisés en 11 points du bassin versant afin de déterminer la géométrie du chenal et la pente de la ligne d'eau (fig.7.13). Les valeurs initiales de débit utilisées sont celles des stations de mesures de Tierceville et de Juvigny-sur-Seulles pour lesquelles le débit plein bord est connu. L'évolution du débit d'amont en aval du bassin versant a été considérée comme évoluant en fonction de la surface amont du bassin versant. Ainsi, l'extrapolation des valeurs de débit pour les stations intermédiaires a été réalisée au prorata de la surface de bassin versant en amont de la station de Juvigny-sur-Seulles pour les stations situées en contexte armoricain, et de la station de Tierceville pour les stations situées dans la zone de transfert de la Seulles. Ces mesures n'ont été réalisées qu'à l'amont du bassin versant et dans la zone de transfert car c'est dans cette partie du système fluvial que l'on dispose d'un suivi à haute fréquence des transferts sédimentaires. Par ailleurs, les chenaux de la Thue et de la Mue sont aujourd'hui canalisés sur la quasi-totalité de leur linéaire, et les faibles vitesses d'écoulement ne permettent aucun ajustement latéral du cours d'eau (Cador, com. pers.).

Estimation des puissances spécifiques (W/m^2)

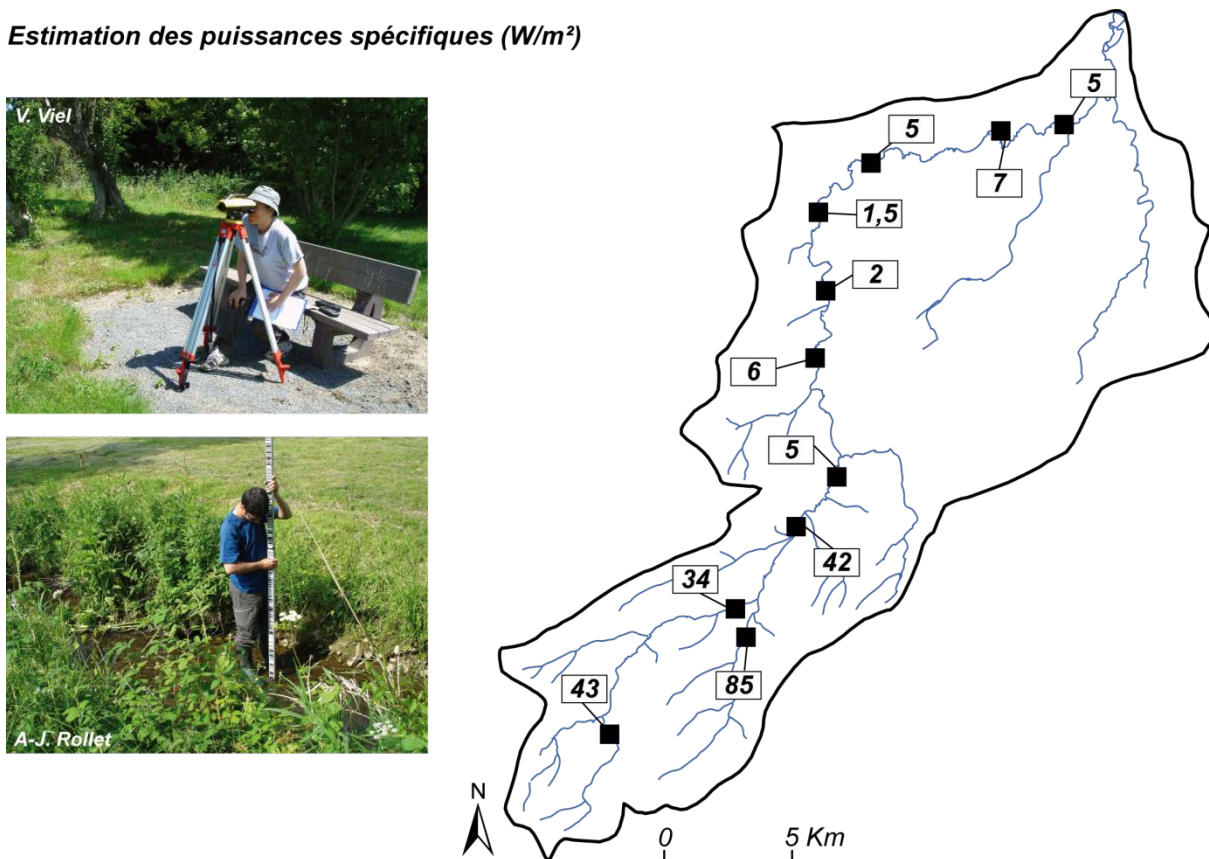


Figure 7.13 : Estimation des puissances spécifiques sur le bassin versant de la Seulles (W/m^2).

Les valeurs de puissances spécifiques obtenues sont comprises entre 1,5 et 85 $W.km^{-2}$. Cette variabilité est principalement distribuée d'amont en aval du bassin versant. Les valeurs les plus fortes ont été observées à l'amont : de 35 à 85 $W.km^{-2}$. Plus en aval, au-delà de la commune de Saint-Vaast-sur-Seulles, on observe une chute des puissances spécifiques qui deviennent alors uniformes le long du reste de la zone de transfert avec des valeurs comprises entre 1,5 et 7 $W.km^{-2}$. Si l'on considère les valeurs présentées par Brookes (1987, 1988), on remarque qu'une

mobilité latérale peut être supposée en amont du bassin versant alors que les stocks disponibles présentent une épaisseur supérieure au mètre. Cependant, à l'aval, les valeurs obtenues sont bien inférieures à ce seuil, et malgré des stocks sédimentaires importants, le cours d'eau n'aura probablement pas une capacité d'ajustement suffisante pour remobiliser de manière conséquente les stockages alluviaux.

La variation des valeurs de puissance obtenues sur le bassin versant de la Seulles peut s'expliquer simplement. En effet, parmi l'ensemble des paramètres qui interviennent dans la formule de la puissance spécifique, la pente est le principal facteur responsable de la variabilité des valeurs obtenues. Le profil en long du bassin versant de la Seulles montre clairement une décroissance de la pente d'amont en aval du bassin versant, sans ruptures majeures, ce qui permet d'expliquer la décroissance des valeurs de puissances spécifiques obtenues d'amont en aval du cours d'eau. La diminution de la pente de la ligne d'eau est également accentuée par une densité importante de seuils artificiels, liés à la présence d'ouvrages hydrauliques tels que les moulins construits en dérivation, peu présents à l'amont, sur le Massif Armoricaïn. Ces ouvrages, associés à un profil en long peu marqué, expliquent ainsi la faiblesse des valeurs de puissances spécifiques obtenues.

◆ *Synthèse partielle*

Les fonds de vallées du bassin versant de la Seulles présentent des volumes de sédiments importants, estimés à 42.10^6 m³, soit une masse estimée à 55.10^6 t, valeur qui se situe dans un ordre de grandeur comparable à ce qui est observé en Europe de l'ouest sur les quelques bassins versants étudiés. L'analyse de la stratigraphie de ces remplissages laisse apparaître deux grands types d'architecture du remplissage sédimentaire holocène. Le premier, observé en contexte de Massif Armoricaïn et dans la zone de transfert de la Seulles, est caractérisé par une sédimentation épaisse de limons de débordement que l'on retrouve jusque dans les parties amont du bassin versant. Le second type d'architecture, observé en contexte sédimentaire, dans les bassins versants de la Thue et de la Mue est expliqué par les dynamiques hydrologiques holocènes du bassin versant (Lespez et al, 2008). Elles ont favorisé la constitution d'édifices tufacés en travers des fonds de vallées, créant les conditions favorables à une importante sédimentation organique tourbeuse ou de limons organiques. Celle-ci est ensuite recouverte par une sédimentation limoneuse épaisse de 1 à 2 mètres, comme dans le reste du bassin versant. Au bilan, aujourd'hui, il existe donc une sédimentation limoneuse épaisse susceptible d'alimenter la charge solide de la Seulles. La capacité de la Seulles à remobiliser ces stocks sédimentaires apparaît cependant inégale. En effet, si à l'amont, en domaine armoricaïn, les puissances spécifiques semblent suffisantes pour permettre des ajustements latéraux du chenal, plus en aval, du fait de la diminution de la pente de la ligne d'eau, les puissances spécifiques deviennent très faibles et ne devraient pas permettre à la Seulles d'engendrer des processus de reculs de berges particulièrement actifs.

2. Quantification de la contribution des berges à la charge solide du cours d'eau

Le stock sédimentaire présent dans les fonds de vallées du bassin versant de la Seulles étant important et, au moins pour partie mobilisable par le cours d'eau, il est nécessaire de s'intéresser maintenant à la contribution réelle de ce stock dans le budget sédimentaire global du bassin versant. Les objectifs de cette deuxième partie de chapitre sont donc de déterminer si

les stockages sédimentaires localisés dans la plaine alluviale de la Seulles sont mobilisés de manière effective et d'évaluer l'ampleur de cette remobilisation.

2.1. Démarche méthodologique générale

D'un point de vue méthodologique, de nombreuses méthodes ont été mises en place pour estimer le recul des berges. Certaines d'entre elles sont basées sur l'interprétation d'images, qu'il s'agisse de photographies aériennes ou d'images satellite haute résolution (Brice, 1974 ; Gurnel, 1997 ; Malavoi et al, 1998 ; Micheli et al, 2003 ; Gaillot, 2007 ; Wallemacq et al, 2011). D'autres utilisent la photogrammétrie (Baker, 2000 ; Baker et al, 1997) ou des outils de mesures à haute résolution comme le suivi par scans laser par exemple (Thoma et al, 2001). Cependant, ces méthodes n'ont pu être utilisées ici. En effet, compte tenu du recul très lent des berges, on se situe dans la majorité des cas dans la marge d'erreur de ces méthodes, notamment lorsque l'on utilise des photographies aériennes anciennes. Ceci est accentué par le fait que les linéaires de berges sont masqués à de nombreuses reprises par la végétation rivulaire. Il est alors difficile, dans les deux cas, de déterminer de manière certaine et avec une précision suffisante les limites de berges. Il est donc nécessaire de s'en remettre à un équipement *in situ* de différents sites.

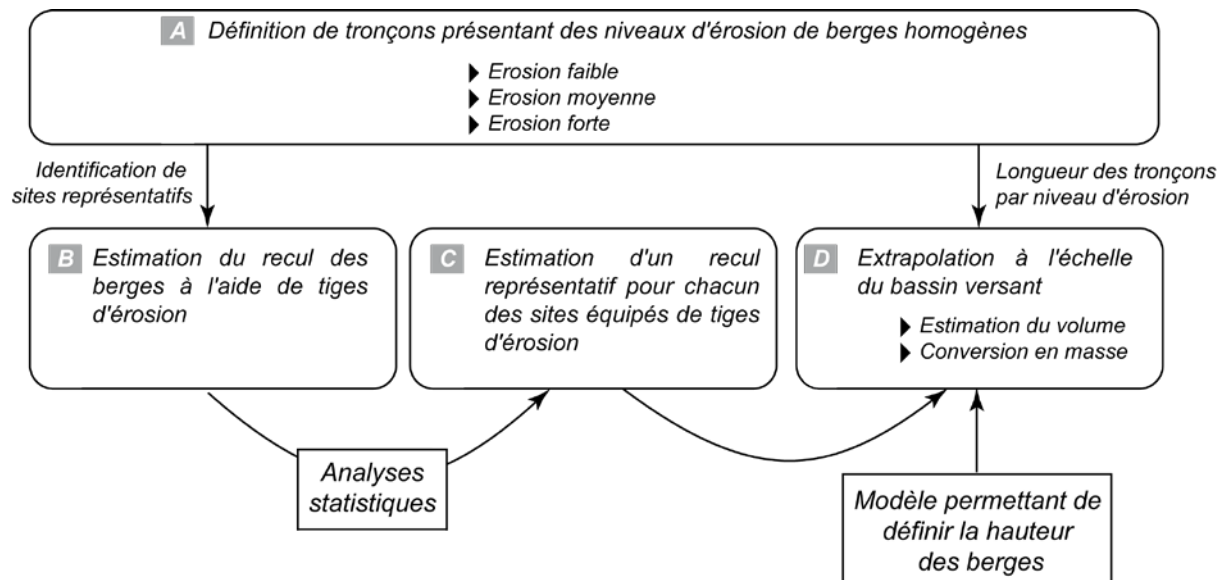


Figure 7.14 : Démarche méthodologique générale mise en place pour estimer la masse de sédiments provenant des fonds de vallées.

Il n'était évidemment pas envisageable d'équiper et de suivre l'intégralité du linéaire de berges. Nous avons donc développé une méthodologie permettant de mesurer les reculs de berges puis d'extrapoler les résultats obtenus pour chacun des sites à l'échelle du bassin versant (fig.7.14). Une première étape consistait à évaluer le niveau d'érosion des berges au sein du bassin. Cette évaluation, basée sur des relevés de terrain, a permis d'identifier des tronçons homogènes d'une longueur comprise entre 100 et 200 m (fig.7.14A ; Douvinet, 2003 ; Lebrellac, 2009 ; Szanto, 2011). Ces derniers sont classés selon trois niveaux d'érosion (faible, moyen et fort). Cette étape a été réalisée sur l'intégralité des linéaires de berges de la Seulles et de ses affluents. Ce diagnostic a permis ensuite d'identifier un ensemble de sites représentatifs de la diversité des intensités de reculs de berges au sein du bassin versant. Une seconde étape consistait alors à évaluer *in situ*, à l'aide de tiges d'érosion, les reculs de berges pour chacun des

sites représentatifs (7.14B). Enfin, une dernière étape s'est attachée à définir différentes méthodes de généralisation permettant d'extrapoler successivement les résultats à l'échelle du site (7.14C) puis à l'échelle du bassin versant (7.14D). Pour cela, nous avons effectué des analyses statistiques discutant la variabilité des reculs observés pour chaque tige d'érosion afin de définir un recul représentatif de chacun des sites. Enfin, le volume des sédiments mobilisés dans la plaine alluviale de la Seulles a été obtenu en multipliant les reculs estimés par la longueur de chacun des tronçons et par la hauteur de berge, évaluée à l'aide d'un modèle permettant d'évaluer la hauteur des berges en tout point du cours d'eau.

2.2. Définition de tronçons présentant des niveaux d'érosion homogènes

2.2.1. Démarche méthodologique

Des tronçons présentant des niveaux d'érosion homogènes ont été définis sur la base d'un diagnostic environnemental de l'état des berges, réalisé sur l'ensemble du linéaire de la Seulles et de ses affluents, en dehors toutefois des bassins versants de la Thue et de la Mue (Douvinet, 2003 ; Lebrelllec, 2009 ; Szanto, 2011). Ce diagnostic a été réalisé à partir de relevés de terrain à l'échelle de tronçons de cours d'eau dont le niveau d'érosion des berges a été identifié comme étant homogène. Le degré d'érosion des berges peut être discrétisé en trois classes distinctes : érosion faible (fig.7.15a), moyenne (b) et érosion forte (c, d).

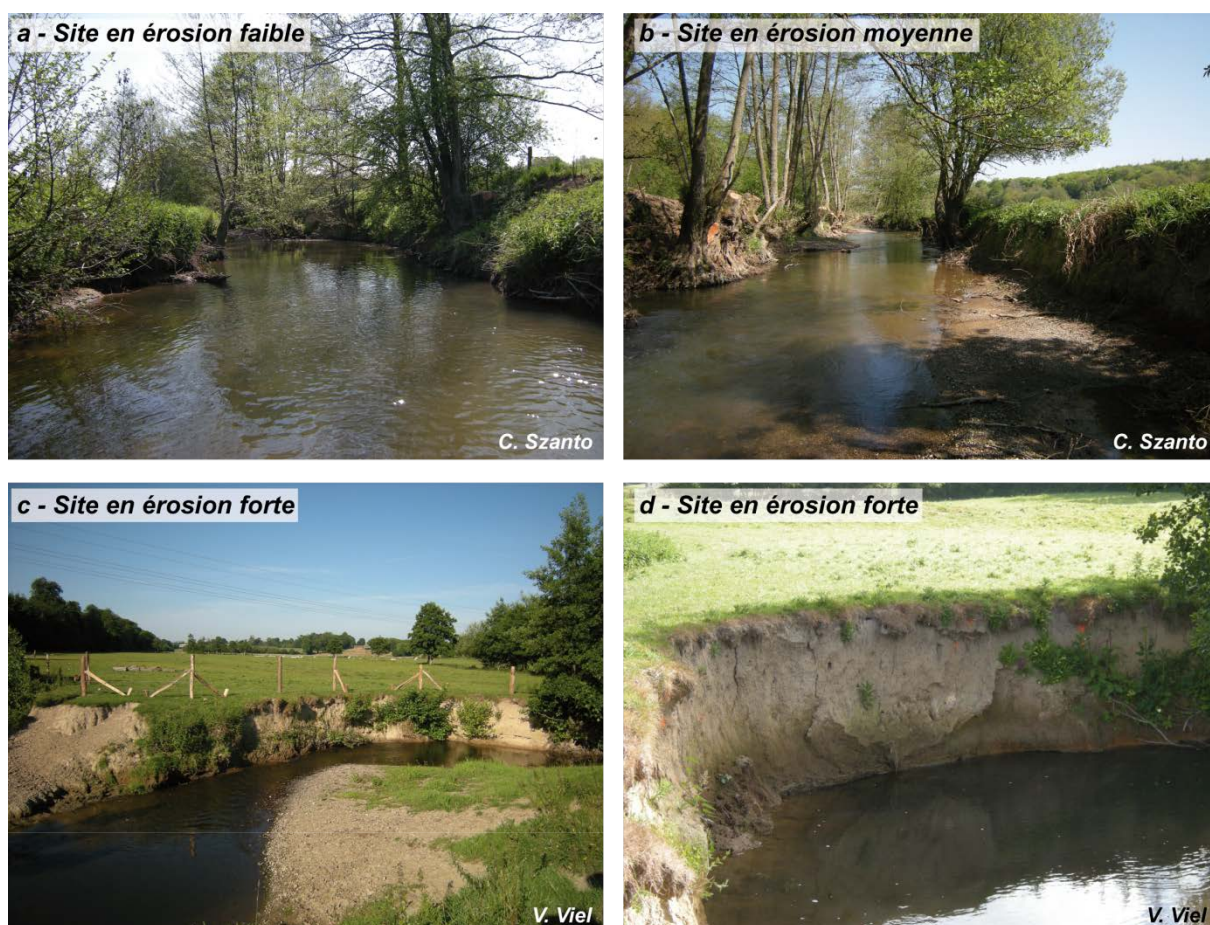


Figure 7.15 : Photographies de berges en érosion faible (a), moyenne (b) et forte (c, d).

Une érosion est considérée comme faible lorsque l'on n'observe pas ou peu de processus d'érosion, ou lorsque la berge est entièrement protégée par la végétation. Les secteurs stables ont donc été classés dans cette catégorie d'érosion. Une érosion moyenne correspond à des berges peu protégées par la végétation, à vif et ponctuellement dégradées par la présence d'abreuvoirs non aménagés. Enfin, une berge est considérée en érosion forte lorsqu'elle est intégralement à vif, dépourvue de végétation, qu'elle présente des traces manifestes de recul (clôture parcellaire tombée dans le chenal, pans de berges affaissés, fort sous cavage, ...) ou lorsque le linéaire de cours d'eau est très fortement dégradé par le piétinement bovin.

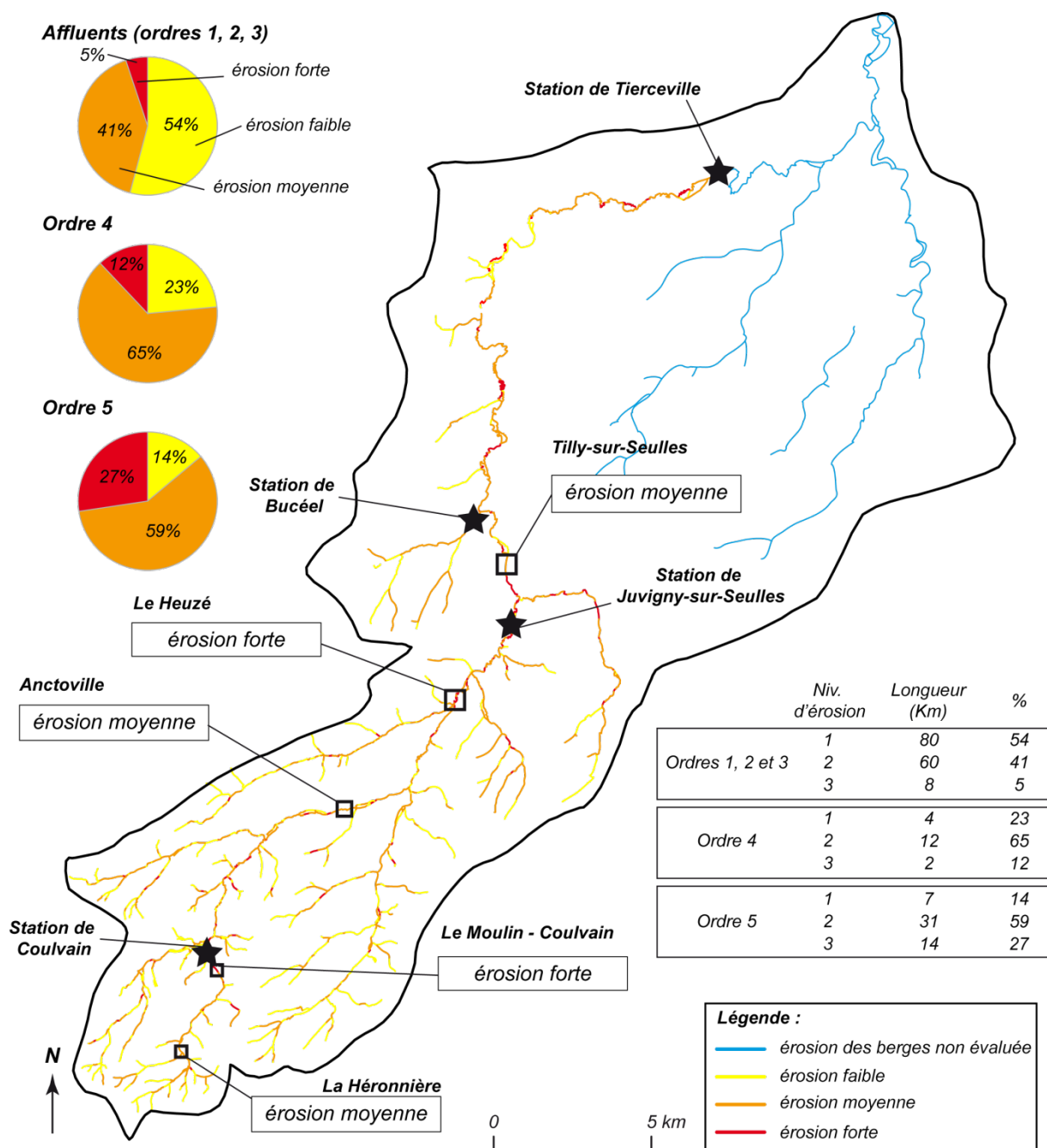


Figure 7.16 : Cartographie de l'intensité des processus d'érosion des berges dans le bassin versant de la Seulles et localisation des sites représentatifs.

2.2.2. Résultats

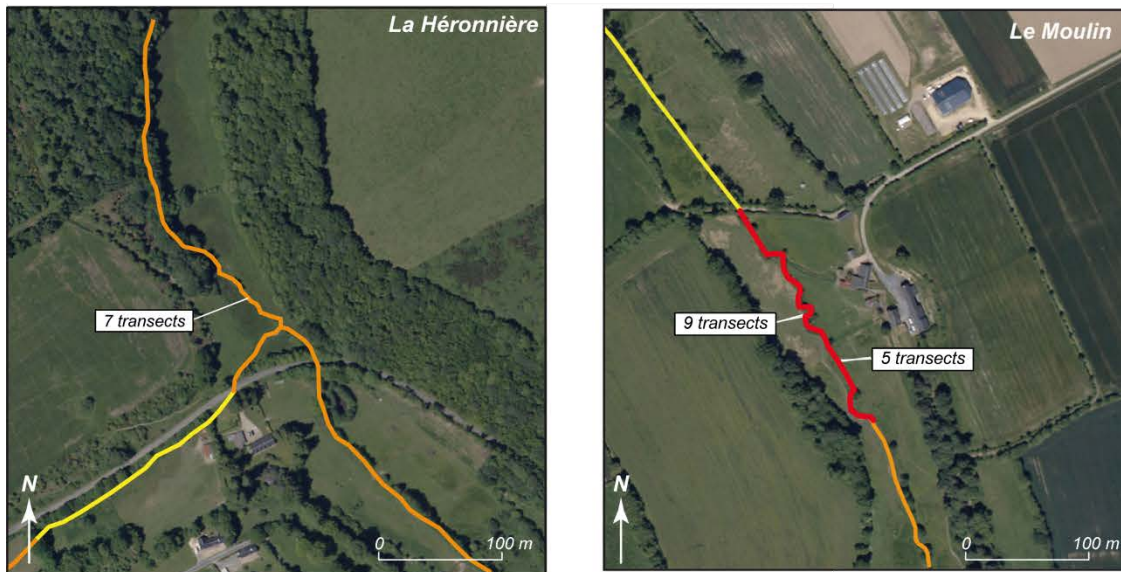
La cartographie du degré d'érosion des berges (fig.7.16) montre une dégradation moyenne, mais généralisée des berges. En effet, sur un total de 219 km de linéaire de cours d'eau, 91 Km présentent une érosion faible (42%), 103 Km présentent une érosion moyenne (47%) et seuls 24 km présentent une érosion forte (11%). Au sein du bassin versant, les cours d'eau d'ordres 1, 2 et 3, qui représentent 68% du linéaire global, apparaissent peu soumis aux processus d'érosion puisque 54% d'entre eux sont classés comme présentant une érosion faible, et 41 % sont situés dans la catégorie « érosion moyenne ». Une érosion forte n'a été constatée que sur un linéaire inférieur à 8 km (5%). Les linéaires d'ordre 4, qui représentent un linéaire de 19 km (8,5%), semblent davantage soumis aux processus d'érosion puisque 65% du linéaire sont classés en érosion moyenne et 12% en érosion forte, soit un linéaire d'un peu plus de 2 km. Enfin, la zone de transfert de la Seulles (ordre 5) semble présenter une érosion des berges plus marquée. En effet, sur un linéaire de 52 km, seuls 7 km présentent une érosion faible (14%), 31 km sont classés en érosion moyenne (59%) et 14 km en érosion forte (27%).

C'est donc sur la zone de transfert de la Seulles que semblent se concentrer les linéaires dont l'érosion a été considérée comme forte. Ceci peut paraître surprenant au vu des puissances spécifiques évaluées précédemment et dont les valeurs étaient très faibles. A l'inverse, c'est au niveau des linéaires où les puissances spécifiques ont été évaluées comme étant les plus fortes que l'on observe des berges moins soumises à des processus d'érosion. Les relevés de terrain semblent donc attester de processus d'érosion de berges importants, synonymes d'une remobilisation significative des stockages alluviaux constituant une source importante de sédiments dans le bilan sédimentaire du bassin versant de la Seulles. Ce premier résultat semble donc attester le fait que les puissances spécifiques constituent un élément insuffisant pour expliquer l'intensité des reculs de berges. Il est cependant nécessaire d'aller au-delà de cette évaluation qualitative et de quantifier les reculs annuels de berges.

2.2.3. Identification de sites représentatifs

A partir de l'évaluation du degré d'érosion des berges, nous avons fait le choix d'équiper un ensemble de 5 sites représentatifs localisés sur la Seulles et ses affluents (fig.7.16 ; fig.7.17). Ces derniers ont été positionnés en fonction de l'intensité des processus d'érosion de berges ainsi que leur position au sein du réseau hydrographique. Deux sites ont ainsi été positionnés sur des affluents et présentent un site en érosion forte (La Héronnière) et un autre en érosion moyenne (Le Moulin - Coulvain). Trois autres sites ont été positionnés sur le cours d'eau principal. Deux d'entre eux présentent un niveau d'érosion moyen (Anctoville et Tilly sur Seulles) et un dernier dont le niveau d'érosion est considéré comme étant fort (Le Heuzé). Aucun site présentant une érosion faible n'a été retenu, l'érosion y étant considérée comme négligeable.

Sites représentatifs des affluents



Sites représentatifs de la zone de transfert de la Seulles

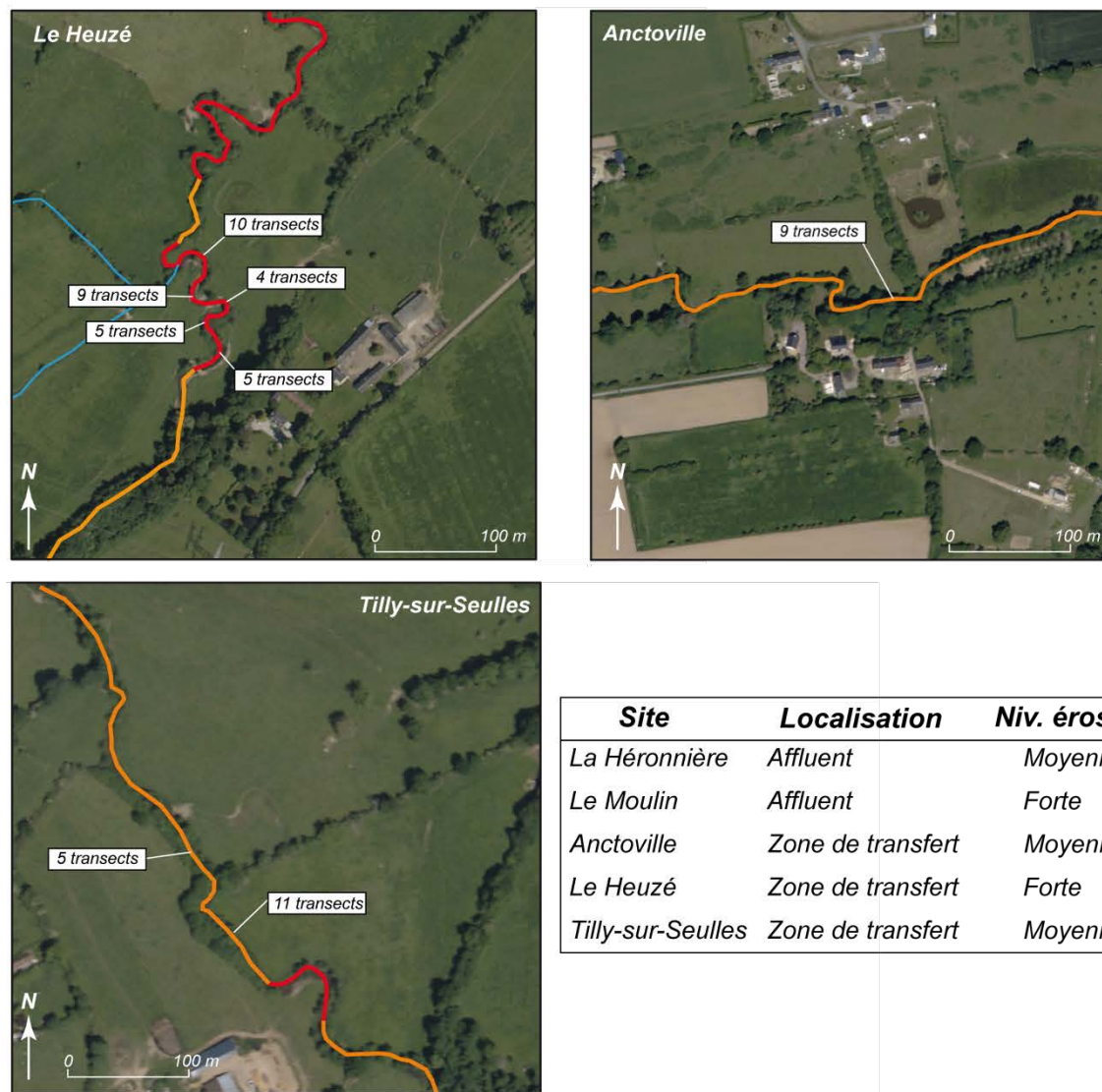


Figure 7.17 : Présentation des sites représentatifs choisis pour quantifier l'érosion des berges.

2.3. Quantification des reculs de berges

2.3.1. Démarche méthodologique

Afin de quantifier le recul des berges, nous avons appliqué une méthode parmi les plus utilisées, qui consiste à équiper les berges de tiges d'érosion métalliques (Slaymaker, 1972 ; Hill, 1973 ; Lawer, 1978 ; Hagerty et al, 1983 ; Lawer, 1993b ; Ashbridge, 1995 ; Lawer et al, 1999 ; Couper et al, 2002 ; Saulas, 2008 ; Wallemacq et al, 2011). Le suivi consiste alors à mesurer l'évolution de la longueur de tige dépassant de la berge entre deux relevés.

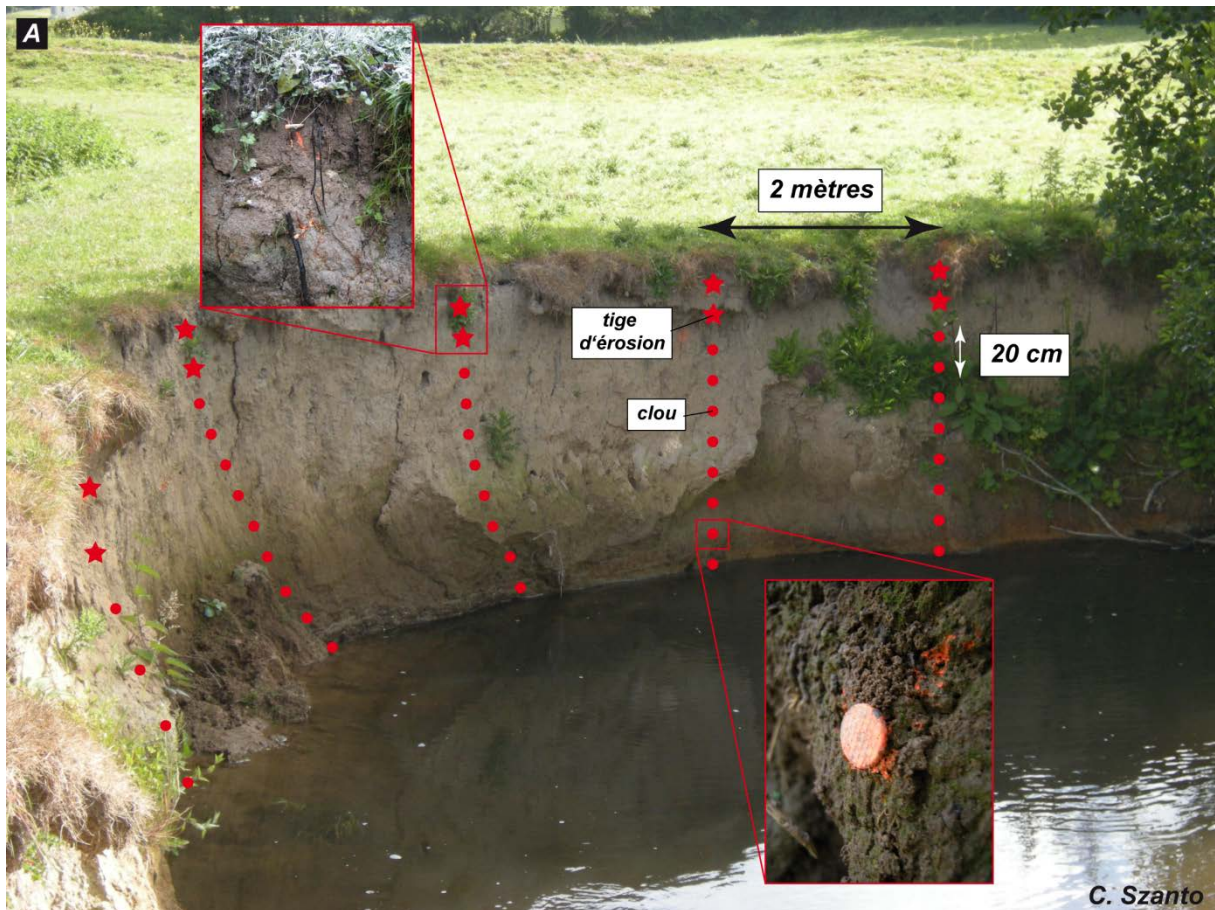
Les rives concaves de chacun des sites retenus ont été équipées, selon les recommandations de Lawer (1993), de tiges d'érosion d'un diamètre de 5 mm, d'une longueur comprise entre 40 et 50 cm et de clous d'une longueur de 16 cm (fig.7.19). Les clous sont enfoncés jusqu'à affleurement alors que les tiges d'érosion dépassent de la berge de 5 cm environ. Les tiges d'érosion et les clous sont positionnés sur des profils verticaux mis en place tous les 2 m linéaire de cours d'eau. Les tiges d'érosion et les clous sont disposés perpendiculairement à la berge tous les 10 ou 20 cm selon la hauteur, jusqu'en pied de berge. La partie émergente des tiges d'érosion à T_0 est mesurée lors de la pose. Le recul est évalué en mesurant cette même partie émergente à $T_0 + 1$ an.

Il est arrivé dans certains cas que des clous ou des tiges aient été perdus au cours de l'hiver. Dans ce cas, nous avons considéré un recul de 30 cm pour les tiges d'érosion et de 15 cm pour les clous, ce qui permet d'évaluer à *minima* les reculs de berges.

L'ensemble des sites a été équipé lors des mois de Septembre et Octobre 2010. C'est un total de 79 profils de berges qui a été suivi, composé de 138 tiges d'érosion et 467 clous (fig.7.18). Un premier relevé de terrain a été réalisé en fin d'hiver et au mois de juin 2011 pour évaluer les reculs de berges à « $T_0 + 1$ an ». Une remise à zéro des clous et des tiges a alors été opérée et un 2nd relevé des reculs de berges a été réalisé en mai 2012. Les reculs mesurés lors de ce second relevé sont aujourd'hui en cours de traitement.

	Site				
	La Héronnière	Coulvain Le Moulin	Anctoville	Le Heuzé	Tilly sur Seulles
Nombre de transects	7	14	9	33	16
Clous et tiges d'érosion	20	19	8	59	32
Clous	0	52	56	256	103

Figure 7.18 : Caractéristiques des équipements mis en place pour suivre les reculs de berges pour chacun des sites représentatifs (localisation des sites en figure 7.17).



B à T_0



à $T_0 + 1 \text{ an}$



Figure 7.19 : Equipement *in situ* des berges. Positionnement des profils de berge et équipement à l'aide de tiges d'érosion et de clous (a), mesure des reculs de berges (b).

2.3.2. Critique de la méthode

Comme l'ont montré Trimble et Mendel (1995), le pâturage peut jouer un rôle important sur la déstabilisation des berges. Nous n'avons pas, avec cette méthode, estimé la contribution sédimentaire liée à la présence d'abreuvoirs sauvages ou à la dégradation généralisée des linéaires de berges par le piétinement des bovins. Il est en effet difficile d'obtenir une quantification précise de ces apports à l'aide de tiges d'érosion. La réalisation en diachronique de MNT à haute résolution est cependant envisagée à la suite de ces travaux.

A cette approximation s'ajoutent également les erreurs liées à la mesure des tiges d'érosion et des clous sur le terrain, et au nombre de personnes ayant participé à ces mesures. La marge d'erreur associée à ces deux paramètres a été testée par Simon *et al* (1999). Chaque observateur a réalisé un ensemble de 10 mesures pour chacune des tiges d'érosion. Des variations de mesures comprises entre 1,17 et 0,33 cm ont alors été observées, soit une erreur moyenne de 0,26 cm. Ils ont alors considéré une marge d'erreur de 0,5 cm. Ainsi, pour tenir compte de l'erreur liée à la mesure des tiges d'érosion et des clous sur le terrain, nous avons calculé un intervalle de confiance sur la base d'une erreur d'appréciation du recul de berges de 0,5 cm.

La méthode de quantification présentée ici constitue une première étape dans l'évaluation de la contribution des stockages alluviaux dans les transferts sédimentaires actuels. D'autres méthodes permettant d'affiner la quantification ou d'améliorer la résolution temporelle des processus d'érosion de berges pourront cependant être envisagées ultérieurement. Ainsi, les linéaires de berges du site présentant les reculs les plus marqués ont été scannés à l'aide d'un laser terrestre en juin 2011. Une seconde campagne de mesures sera réalisée ultérieurement pour quantifier avec davantage de précision le recul des berges et discuter les résultats obtenus par la méthode des tiges d'érosion. La mise en place de tiges photovoltaïques pourra également être envisagée pour mesurer les reculs à plus haute fréquence (Lawer et Leeks, 1992 ; Lawer et al, 1997 ; Melun, in prep.).

2.3.3. Résultats

Les résultats montrent tout d'abord que les sites classés en érosion forte lors du diagnostic réalisé sur le terrain subissent des reculs supérieurs à ceux classés en érosion moyenne ce qui permet de valider les observations terrain. Les sites en érosion forte présentent des reculs de berges très variables (fig.7.20 ; 7.21). Cette forte hétérogénéité se traduit par une dispersion importante des valeurs autour de la moyenne et de la médiane pour trois des sites représentatifs. Ils présentent également un écart type élevé, compris entre 3,5 et 3,9 cm. Cette variabilité est à mettre en relation avec une distribution bimodale des reculs de berges. En effet, pour un grand nombre de clous ou de tiges, l'érosion observée a été nulle alors que pour d'autres, les processus d'érosion ont été beaucoup plus forts.

Pour les sites classés en érosion moyenne, la variabilité des reculs est moins marquée. On observe en effet que les sites représentatifs localisés sur la zone de transfert de la Seulles, pour lesquels les stocks de fonds de vallées sont plus importants présentent une dispersion des reculs de berges assez réduite. L'écart entre la moyenne et la médiane est moins important, tout comme les écarts types qui sont compris entre 1,6 et 2 cm. Les processus d'érosion semblent donc plus homogènes. A l'inverse, pour le site de la Héronnière, localisé sur un affluent de la Seulles, la dispersion des reculs mesurés demeure élevée avec une situation semblable à ce qui a été observé pour les sites en érosion forte.

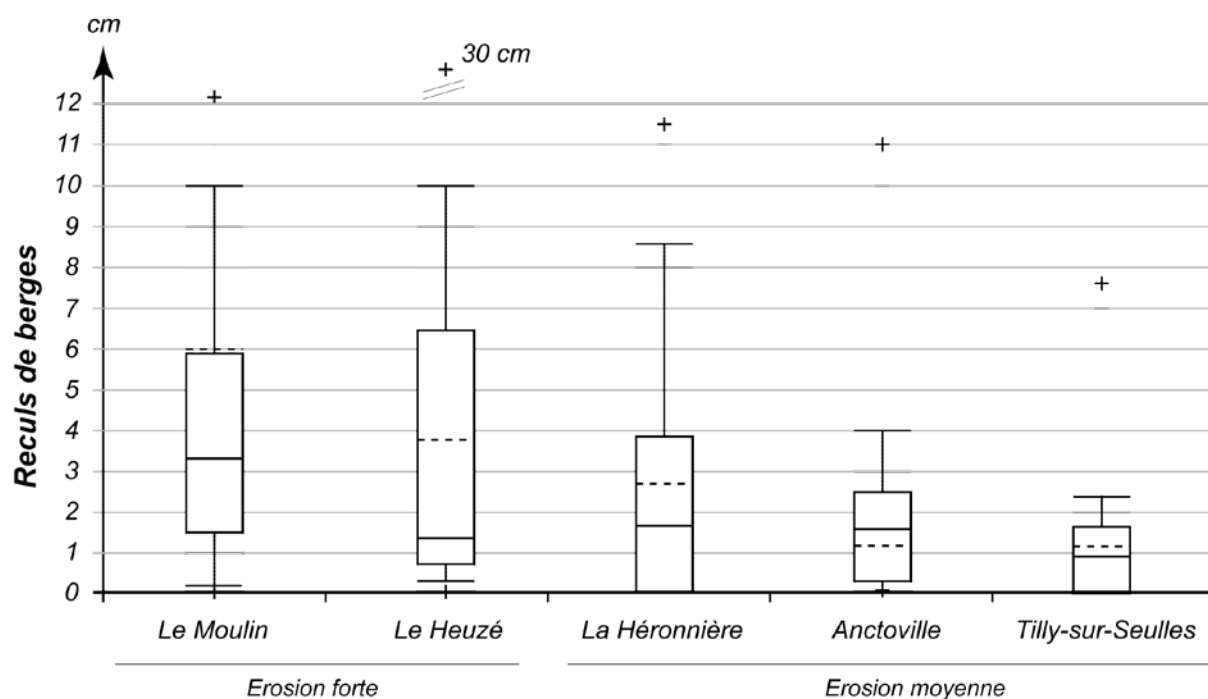


Figure 7.20 : Variabilité des mesures de recul de berges au sein de sites représentatifs.

	Site				
	La Héronnière	Coulvain Le Moulin	Anctoville	Le Heuzé	Tilly sur Seulles
<i>Intensité de l'érosion</i>	<i>moyenne</i>	<i>forte</i>	<i>moyenne</i>	<i>forte</i>	<i>moyenne</i>
<i>Minimum (cm)</i>	0	0	0	0	0
<i>Maximum (cm)</i>	11,5	30	11,0	30	7,7
<i>Moyenne (cm)</i>	2,8	6,0	1,1	3,9	1,1
<i>Médiane (cm)</i>	1,7	3,2	1,7	1,8	0,6
<i>Ecart type (cm)</i>	3,5	3,5	2,0	3,9	1,6

Figure 7.21 : Tableau récapitulatif des valeurs d'érosion de berges obtenues pour chacun des sites représentatifs.

2.3.4. Choix d'une méthode d'estimation du recul des berges à l'échelle du site

Une fois l'ensemble des mesures de recul de berges réalisé, il était nécessaire de transformer ces données ponctuelles en une valeur synthétique extrapolable ensuite à l'ensemble des linéaires présentant des niveaux d'érosion équivalents. Deux modes de calcul ont été plus particulièrement testés. Le premier a été de calculer la moyenne des valeurs de reculs de berges mesurés sur l'ensemble des clous et tiges d'érosion. La valeur obtenue est cependant très sensible aux valeurs extrêmes et tend à présenter des niveaux d'érosion parfois supérieurs à ce qui est réellement observé sur l'ensemble du linéaire équipé. Afin de s'affranchir des valeurs extrêmes, nous avons également calculé les reculs de berges médians de chaque site représentatif. Des valeurs plus basses que celles obtenues avec la moyenne ont

systématiquement été recueillies. C'est l'observation de l'écart type, traduisant la dispersion des mesures de reculs de berges autour de la moyenne qui a permis de faire le choix de conserver la moyenne ou la médiane.

Au regard de la forte dispersion des reculs mesurés au sein de chacun des sites, nous avons fait le choix de retenir la valeur médiane, ce qui permet d'obtenir une valeur plus représentative des niveaux d'érosion. Les valeurs médianes obtenues présentent ainsi des valeurs de reculs de berges faibles comprises entre 0,6 et 3,2 cm sur 1 an.

Le choix du mode d'agrégation des niveaux d'érosion à l'échelle de chacun des sites représentatifs est important. L'écart entre la moyenne et la médiane peut en effet varier jusqu'à 3 cm pour le site du Moulin. Il est toutefois nécessaire de noter que les sites présentant les écarts les plus forts entre la moyenne et la médiane correspondent aux sites localisés sur les affluents (La Héronnière et le Moulin), pour lesquels les hauteurs de berges sont réduites, ce qui limite l'impact du choix du mode d'agrégation des mesures. Pour le site du Heuzé où les hauteurs de berges sont plus importantes, l'écart entre la moyenne et la médiane est de 2,1 cm. Le choix présente donc plus de conséquences sur l'estimation globale de la contribution des berges et mérite d'être davantage discuté. Sur ce site, 5 concavités ont été instrumentées. Parmi ces dernières, 4 ont présenté des reculs moyens compris entre 1,7 et 2,6 cm et sont donc très proches de la valeur médiane. La cinquième concavité, localisée plus en aval, présente des niveaux d'érosion beaucoup plus forts (6,6 cm). Elle est, en outre, la plus instrumentée car elle présente le nombre de transects, de tiges d'érosion et de clous le plus élevé. Elle influence donc fortement le recul moyen à l'échelle du site du Heuzé. Nous avons fait le choix de conserver la valeur médiane qui est davantage représentative des niveaux d'érosion observés sur les autres concavités. Enfin, l'écart entre la médiane et la moyenne pour les deux derniers sites est très réduit (0,5 cm). Le choix entre les deux valeurs ne présente donc que des conséquences mineures à l'échelle du bassin versant de la Seulles.

2.4. Démarche d'extrapolation des reculs à l'échelle du bassin versant

2.4.1. Démarche méthodologique

Estimer le volume global de berges érodées nécessite de disposer d'un recul, mais également d'une longueur et de la hauteur des berges. Ainsi, pour chacun des tronçons identifiés lors de la réalisation du diagnostic environnemental, le volume de sédiment érodé put être calculé de la manière suivante :

$$V_T = R_T \times Ht_T \times L_T$$

Avec :

V_T : Volume érodé sur le tronçon (m^3)

R_T : Recul de berge estimé pour le tronçon (m)

Ht_T : Hauteur de berge du tronçon (m)

L_T : Longueur du tronçon (m)

◆ Démarche d'affectation d'un recul de berge à chacun des tronçons

Le recul affecté à chacun des tronçons est fonction de l'intensité des processus d'érosion estimé sur le terrain (faible, moyen et fort) et de l'ordination du tronçon selon la classification

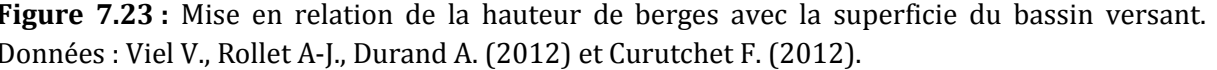
de Strahler (fig.7.22). Ainsi, pour les tronçons d'ordre 1, 2 et 3, présentant une érosion forte, le recul appliqué est celui obtenu pour le site du Moulin (Coulvain). Pour ceux présentant une érosion moyenne, ce sont les résultats obtenus pour le site de la Héronnière qui ont été utilisés. Pour les tronçons d'ordre 4 présentant une érosion forte, le site de référence est celui du Heuzé. Pour ceux présentant une érosion moyenne, nous avons retenu les reculs mesurés à Anctoville. Enfin, pour les tronçons d'ordre 5, ce sont les sites du Heuzé (érosion forte) et de Tilly-sur-Seulles (érosion moyenne) qui ont été utilisés. Les processus d'érosion au sein des tronçons présentant une érosion faible ont été considérés comme négligeables.

Ordonation du tronçon (Strahler)	Niveau d'érosion	Site représentatif utilisé	Recul estimé
1, 2 et 3	<i>Faible</i>		<i>Négligeable</i>
	<i>Moyenne</i>	<i>La Héronnière</i>	<i>1,7</i>
	<i>Forte</i>	<i>Le Moulin</i>	<i>3,2</i>
4	<i>Faible</i>		<i>Négligeable</i>
	<i>Moyenne</i>	<i>Anctoville</i>	<i>1,7</i>
	<i>Forte</i>	<i>Le Heuzé</i>	<i>1,8</i>
5	<i>Faible</i>		<i>Négligeable</i>
	<i>Moyenne</i>	<i>Tilly-sur-Seulles</i>	<i>0,6</i>
	<i>Forte</i>	<i>Le Heuzé</i>	<i>1,8</i>

Figure 7.22 : Démarche utilisée pour affecter un recul à chacun des transects homogènes.

◆ **Estimation de la hauteur de berges de chacun des tronçons**

La hauteur de berge est un paramètre variable dans le bassin versant. Elle ne peut cependant pas être estimée manuellement pour chacun des tronçons. On observe généralement un épaissement progressif des remplissages alluviaux avec l'augmentation de la superficie du bassin versant qui se caractérise classiquement par une augmentation de la hauteur de berge d'amont en aval du bassin. Nous avons donc tenté de mettre en relation la hauteur de berge et la superficie du bassin versant. Pour cela, les hauteurs de berges ont été mesurées au niveau de 11 stations positionnées sur l'ensemble du bassin versant. Pour chacune de ces stations, 10 mesures de hauteurs de berges, espacées de 2 mètres les unes des autres, ont été réalisées. La hauteur de berge retenue correspond à la moyenne des dix mesures. La mise en relation de ces hauteurs de berges et de la superficie du bassin versant montre clairement une progression logarithmique avec coefficient de corrélation élevé de 0,89 (fig.7.23). Le calcul de la superficie amont de chaque tronçon pour lequel le niveau d'érosion de berge a été évalué (fig.7.16) permet de déduire la hauteur de berge de chacun d'entre eux.



Le calcul sous SIG de la longueur de chacun des tronçons permet d'estimer le volume érodé de chaque tronçon. Le volume global de sédiments érodés correspond alors à la somme des volumes produits par chacun des tronçons homogènes.

233

zone de transfert de la Seulles, entre les stations de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville, et sur le domaine armoricain de la Seulles, ce qui a permis de valider les valeurs obtenues pour les linéaires d'ordres supérieurs. Enfin, nous avons calculé le volume global de sédiments provenant des stocks de fonds de vallées dans l'ensemble du bassin versant de la Seulles, ce qui permet de proposer une estimation globale de la contribution des berges dans le budget sédimentaire du bassin versant de la Seulles (fig.7.24). Chacune de ces valeurs a été ensuite convertie en masse. Les processus d'érosion le long de la Seulles se faisant au détriment du stock de limons, la masse de sédiment érodée est obtenue en multipliant le volume érodé par la masse volumique des limons obtenue en début de chapitre (soit 1,18 t.m³).

		Masse totale exportée du BV (t)	Estimation de la contribution des berges				Intervalle de confiance si +/- 0,5 cm sur la mesure du clou	
			(m ³)	(t)	(kg/km)	(%)	(t)	(%)
Année 2010 - 2011	Bv de la Seulles	3350	1270	1500	6,5	45%	[890 - 2260]	[25 - 65]
	Total	2050	610	720	4,4	35%	[480 - 1050]	[25 - 50]
	Zone de transfert	X	370	440	15,6	X	[280 - 620]	X
	Sous-bassins	X	240	280	2,1	X	[100 - 440]	X
	Zone de transfert (J-T)	1300	620	730	10,7	75%	[410 - 1220]	[30 - 90]
	Lingèvres	300	40	50	3,8	15%	[40 - 70]	[15 - 25]
	Petite Seuline	320	45	55	2,6	15 %	[35 - 65]	[10 - 20]

X : non mesuré par le réseau de suivi sur le terrain

Figure 7.24 : Quantification de la contribution des berges dans le bassin versant de la Seulles et intervalles de confiance de la quantification.

La contribution des berges n'est pas homogène sur l'ensemble du bassin versant. Dans le bassin de la Petite Seuline, elle est estimée à environ 55T, soit environ 15% des transferts sédimentaires annuels observés au cours de l'année 2010-2011. Dans le bassin de Lingèvres, l'extrapolation des valeurs médianes obtenues sur les sites représentatifs de la Héronnière et du Moulinet permet d'estimer la contribution des berges à environ 50 t au cours de l'année 2010 – 2011, soit environ 15% des transferts sédimentaires annuels. Ces résultats concordent avec les observations réalisées lors des essais de quantification des apports de versants et mentionnées lors du chapitre précédent où, par déduction, la contribution des stocks de fonds de vallée avait été estimée à environ 20%. A l'échelle des sous-bassins versants, la contribution des stocks de fonds de vallées est donc faible. Sachant que le chapitre précédent a montré que les processus de ruissellement de surface n'ont jamais représenté plus de 10% des transferts sédimentaires annuels, ces résultats semblent confirmer l'hypothèse de l'intervention d'une troisième source sédimentaire localisée dans les têtes de vallons. Ces résultats montrent que les têtes de vallons doivent être considérées comme la principale zone de production sédimentaire des bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline.

Dans le bassin de la Seulles en contexte armoricain, on observe que, malgré des stocks de fonds de vallées importants et une puissance spécifique suffisante pour engendrer des ajustements latéraux, la contribution sédimentaire par érosion de berges reste réduite. Elle est

évaluée à 720 t, soit 35% de la contribution globale de la Seulles en contexte armoricain. Comme à l'échelle des sous-bassins, en l'absence de processus de ruissellement majeur, ces résultats vont dans le sens d'une contribution importante des zones d'initiation du réseau hydrographique dans les têtes de bassins versants, qui représentent une superficie particulièrement importante du fait de la densité du réseau hydrographique. Ainsi, même à l'échelle du bassin versant de la Seulles en contexte armoricain, les bassins versants élémentaires apparaissent comme la principale zone de production sédimentaire.

A l'échelle de la zone de transfert de la Seulles, entre les stations de mesures de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville dont on mesure les entrées et les sorties, la contribution des berges est évaluée à 730 t, soit presque 75% des transferts sédimentaires. La contribution des stockages de fonds de vallée représente donc une part de plus en plus importante d'amont en aval du bassin versant, passant progressivement de 15% à 75%. Elle contribue de plus en plus fortement dans les sous systèmes sédimentaires situés à l'aval du bassin versant. De la même manière, en passant de 15% dans les sous-bassins à 45% à l'exutoire du bassin de la Seulles, le poids de ces stocks dans le bilan aval du bassin versant croît également d'amont en aval du bassin versant (fig.7.25).

2.5. Discussion

2.5.1. Evolution de l'efficacité des processus dans le bassin versant

A l'échelle de la Seulles en contexte armoricain, la contribution globale en sédiments cache des contributions très inégales entre les affluents (cours d'eau d'ordres 1, 2 et 3) et la vallée principale (cours d'eau d'ordres 4 et 5). En effet, la vallée principale, qui représente un linéaire 5 fois moins élevé que les affluents, produit 50% de sédiments en plus que ces derniers. Rapportée au linéaire, la contribution de la vallée principale est de $15,6 \text{ g.m}^{-1}$ alors qu'elle n'est que de $2,1 \text{ g.m}^{-1}$ dans les sous-bassins versants. On observe donc des contributions qui évoluent de manière inverse à la puissance spécifique. Ainsi, dans les sous-bassins, la contribution des stocks de fonds de vallées est faible malgré des puissances spécifiques élevées alors que dans la vallée principale, les volumes produits sont plus élevés avec une la puissance spécifique plus réduite. La faible contribution des affluents s'explique principalement par un volume réduit de sédiments stockés dans les fonds de vallées. Malgré des puissances spécifiques suffisantes pour permettre des ajustements latéraux, les volumes de sédiments produits restent peu élevés. A l'inverse, dans la vallée principale, la réduction de l'énergie de la lame d'eau provoque une mobilité moins importante, mais qui est compensée par des stocks de fonds de vallées plus conséquents.

En aval de la station de Juvigny-sur-Seulles, la production sédimentaire liée à l'érosion des berges est estimée à 620 t, soit près de 50% des sédiments déstockés des fonds de vallées. Rapportée au linéaire, on obtient une production de $10,7 \text{ g.m}^{-1}$. L'efficacité des processus d'érosion est donc moins importante que dans la vallée principale de la Seulles en domaine armoricain, mais reste bien supérieure à ce qui a été observé dans les affluents. Ainsi, l'épaississement des stocks de fonds de vallées vers l'aval du bassin versant semble jouer un rôle plus important que les puissances spécifiques sur la production sédimentaire issue des fonds de vallées. La puissance spécifique apparaît donc pour le bassin versant de la Seulles comme un indicateur très insuffisant de la contribution des berges aux transferts sédimentaires du bassin versant (fig.7.25).

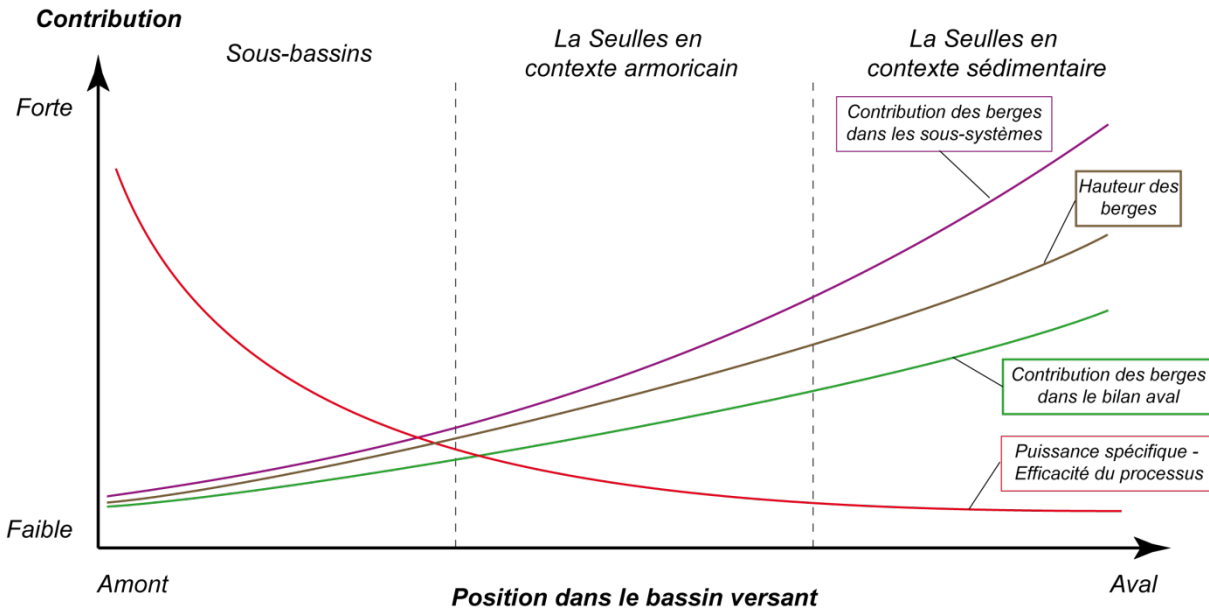


Figure 7.25 : Graphique de synthèse de l'évolution de la contribution des berges dans le bassin de la Seulles

2.5.2. Les processus à l'origine des reculs de berges

Notre objectif n'était pas été de s'interroger sur les processus à l'origine des reculs de berges. Cependant, la campagne de mesures *in situ* a permis de mettre en avant différents facteurs qui permettent d'expliquer une partie de la production sédimentaire issue des berges en aval du bassin versant alors même que les puissances spécifiques sont très faibles.

Au niveau des sites de la Héronnière et du Moulin, situés dans les bassins versants amont, on observe une diversité de processus à l'origine de reculs très contrastés. En effet, sur les secteurs linéaires, on remarque une évolution globalement homogène des berges sur toute la hauteur de la berge (fig.7.27a). A l'inverse, lorsque la sinuosité est plus marquée, on note de forts processus de sapement de pieds de berges à l'origine de la formation d'un sous cavage, principalement en période hivernale (fig.7.27b). Cette étape constitue une première phase de préparation du matériel qui s'effondre dans un second temps, le plus souvent sous l'effet du pâturage estival. Ainsi, en période hivernale, ces processus ne représentent pas des masses de sédiments importantes. Ils contribuent néanmoins à la formation de stocks sédimentaires dans les chenaux, remobilisés en automne lorsque les capacités de transport augmentent.

Plus à l'aval, sur les sites localisés dans la zone de transfert de la Seulles, les processus de sous cavage à l'origine de la déstabilisation des berges ont été moins marqués et les reculs observés beaucoup plus homogènes, probablement du fait des faibles puissances. Les observations de terrain ont cependant permis d'identifier le rôle fondamental joué par l'alternance gel - dégel sur les berges limoneuses non submergées. L'alternance de températures positives puis négatives provoque en effet la formation de glace dite de « ségrégation » qui conduit au foisonnement de la berge favorisant la production de particules limoneuses très fines. Après cette phase de préparation, les matériaux produits peuvent ensuite être remobilisés par la Seulles en période de crue (fig.7.26). La contribution des berges est alors principalement fonction de la hauteur d'eau dans le chenal du cours d'eau (fig.7.26c, d et e).

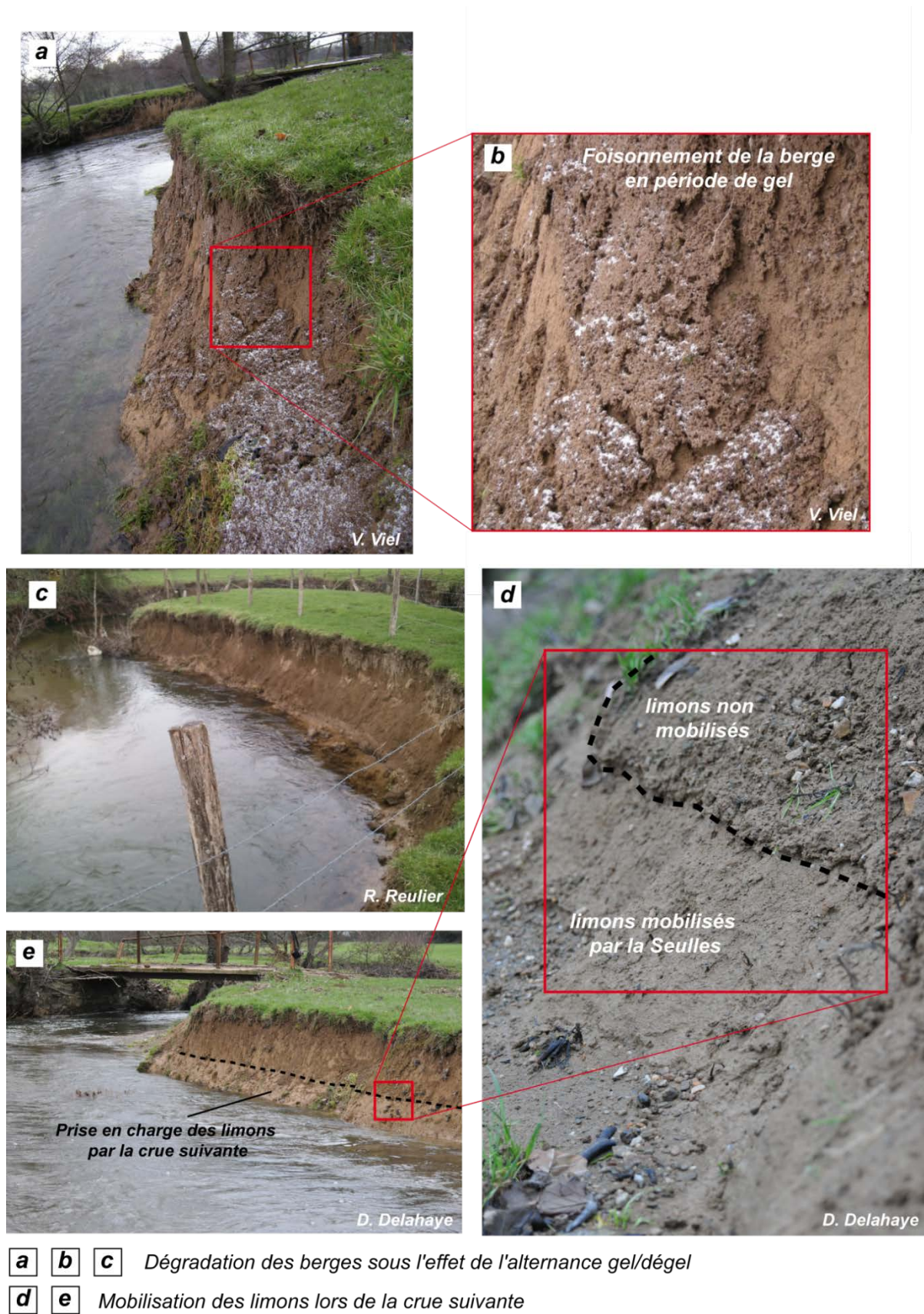


Figure 7.26 : Erosion de berge liée à la glace de ségrégation et remobilisation par les crues.

Pour mieux appréhender la temporalité de la contribution des berges, il serait intéressant de tenter de corrélérer les reculs de berges, quantifiés à une échelle temporelle assez fine, avec le nombre de jours de gel. Ce travail n'a pu être mené jusqu'à présent, cependant des études menées sur des cours d'eau anglais (Thorne et Lewin, 1979 ; Lawer, 1993 ; Couper et Maddock, 2001) et des Ardennes (Wallemarcq et al, 2011), présentant des remplissages alluviaux limoneux, ont montré une corrélation importante entre ces deux paramètres. Dans les cours d'eau de faible énergie, la puissance fluviale n'est donc pas le seul facteur explicatif des processus d'érosion de berges. En l'absence de puissance suffisante, ce sont des facteurs habituellement plus secondaires qui semblent devenir les principaux facteurs explicatifs des processus de reculs de berges (alternance gel – dégel, pâturage, *etc.*).



Figure 7.27 : Erosion sur les affluents (ordres inférieurs du cours d'eau), Février 2012.

Conclusion du chapitre 7 :

Ce chapitre consacré à l'évaluation de la contribution des berges dans le budget sédimentaire du bassin versant de la Seulles a permis de mettre en avant un grand nombre d'informations. Il a, dans un premier temps, montré l'**existence d'un stock sédimentaire alluvial très important, à la fois en termes de volume et d'extension spatiale**. En effet, des remplissages sédimentaires supérieurs au mètre sont enregistrés jusqu'en amont du bassin versant de la Seulles. Il a été démontré également que ce stock pouvait être mobilisé compte tenu de l'érodabilité des berges limoneuses et des puissances spécifiques suffisamment élevées pour engendrer des ajustements latéraux en domaine armoricain.

Le stock sédimentaire étant potentiellement mobilisable, nous avons estimé les reculs de berges pour évaluer la contribution des stocks de fonds de vallées dans le bilan sédimentaire du bassin versant de la Seulles. La réalisation d'un relevé sur le terrain des niveaux d'érosion de berges a permis d'identifier un ensemble de 5 sites représentatifs de la diversité des niveaux d'érosion. Les observations de terrain ont montré que des processus d'ajustements latéraux sont bien en cours sur le bassin versant avec une forte proportion de linéaires présentant des niveaux d'érosion moyenne ou forte. Les mesures de reculs de berges réalisées sur les différents sites

représentatifs montrent l'existence de processus d'ajustements latéraux faibles, compris entre 1 et 3,5 cm en valeurs médianes, mais cependant très variables au sein de chacun des sites de mesures.

L'extrapolation à l'échelle du bassin versant des reculs de berges mesurés à l'échelle des sites représentatifs montre clairement une **augmentation de la contribution des stocks de fonds de vallées d'amont en aval du bassin versant**. A l'échelle des sous-bassins versants, les résultats indiquent que les têtes de bassin constituent la principale zone d'érosion du système fluvial. Plus à l'aval, dans la zone de transfert de la Seulles, les dépôts de fonds de vallées, plus épais, deviennent les principaux contributeurs de la charge solide de la Seulles alors même que la puissance spécifique est très faible. Les résultats montrent donc que sur le bassin de la Seulles, **les processus d'érosion de berge ne sont pas liés pour l'essentiel à la dynamique fluviale de la Seulles mais à des processus habituellement plus secondaires tels que l'alternance gel – dégel ou la dégradation des linéaires par les activités d'élevage**.



Chapitre 8

Le budget sédimentaire comme outil d'identification des principales sources en sédiments dans le bassin versant de la Seulles

<i>1. Mise en place du budget sédimentaire du bassin versant de la Seulles sur la période 2009 – 2011</i>	<i>p 242</i>
<i>2. Discussion.....</i>	<i>p 259</i>

Introduction

Les deux chapitres précédents ont permis d'évaluer dans différents domaines et à différentes échelles spatiales les contributions respectives des versants et des stockages alluviaux dans le volume global de sédiments exportés du bassin versant de la Seulles. Le chapitre 6 a tout d'abord montré la très faible contribution des processus d'érosion des sols au sein des sous-bassins versants : elle n'a jamais excédé 10% des volumes de MES exportés à l'échelle annuelle. Le chapitre 7 a démontré quant à lui une contribution plus élevée des stockages de fonds de vallées, notamment dans la zone de transfert de la Seulles. La contribution de ces derniers reste toutefois limitée. En effet, elle n'a pas dépassé 15% à 25% de la production sédimentaire dans les sous-bassins et 50% des transferts de MES annuels à l'échelle du bassin versant de la Seulles. Parallèlement, des mesures réalisées aux exutoires de bassins versants élémentaires ont permis de mettre en évidence le rôle fondamental des zones d'initiation du réseau hydrographique qui sont apparues comme la principale zone d'érosion du système fluvial.

Notre objectif à présent est de **synthétiser l'ensemble des informations acquises** jusqu'à maintenant mais de manière séparée au cours des deux chapitres précédents. Pour cela, **nous avons réalisé un ensemble de budgets sédimentaires dont la validité peut être garantie par le suivi à haute fréquence des transferts sédimentaires qui permet d'assurer un contrôle par l'aval des résultats obtenus**. Ces budgets sédimentaires ont été mis en place à différentes échelles spatiales, depuis les sous-bassins versants représentatifs jusqu'à l'échelle du bassin de la Seulles dans sa globalité.

Ce chapitre s'organisera en deux temps. Il présentera tout d'abord l'ensemble des budgets sédimentaires établis sur le bassin versant de la Seulles, les démarches méthodologiques employées, et discutera la validité des résultats. Le second point de ce chapitre s'attachera à discuter les résultats obtenus pour chacun des budgets sédimentaires ainsi que les facteurs à l'origine de la contribution des principales zones fonctionnelles du bassin versant.

1. Mise en place du budget sédimentaire du bassin versant de la Seulles sur la période 2009 – 2011

Réaliser un budget sédimentaire consiste à décrire les entrées, le transport, les stockages ainsi que les exports en sédiments au sein d'un système géomorphologique donné (Ried et Dunne, 2003). Pour ce qui est du bassin versant de la Seulles, l'analyse des processus de ruissellement érosif et de reculs de berges a permis d'identifier trois entrées sédimentaires : les

versants, les stockages alluviaux et les zones d'initiation du réseau hydrographique dans les bassins versants élémentaires. Afin d'établir les contributions respectives de chacune de ces sources, deux premiers budgets sédimentaires ont été réalisés dans les bassins de Lingèvres et de la Petite Seuline. Ces derniers ont été établis sur la période mai 2009 – avril 2010, le suivi haute fréquence incomplet pour l'année mai 2010 – avril 2011 ne permettant pas de réaliser le budget sédimentaire sur une période de deux ans. Trois autres budgets sédimentaires ont été mis en place pour chacun des ensembles géologiques du bassin de la Seulles, puis pour l'intégralité du bassin versant de la Seulles.

Les dépôts de berges et les laisses de crues constituent les principaux stockages susceptibles d'intervenir une fois les sédiments mobilisés par le cours d'eau. La dynamique d'alimentation des stocks alluviaux par débordement du cours d'eau dans la plaine alluviale de la Seulles est très proche du modèle de « *stable bed aggrading bank* » développé par A. G. Brown et M. Keough (1992). Il se caractérise par une grande stabilité du chenal au sein de la plaine d'inondation, du fait de la faible puissance du cours d'eau, et par des fréquences de débordement peu élevées. L'aggradation de la plaine alluviale est donc lente et verticale.

Au cours de la période de mesure, la Seulles a débordé une fois par an dans son lit majeur. Au cours des 30 dernières années (1971 – 2011), la fréquence de débordement à Tierceville a été de 0,9 /an. Ainsi, le nombre de crues susceptibles d'alimenter les stockages de fonds de vallées est très réduit. D'un point de vue morphologique, cela se traduit par l'absence de formes associées à l'alimentation de la plaine alluviale en sédiments. Aucune laisse de crue n'a pu être clairement observée lors des campagnes de terrain réalisées après chacune des crues débordantes. En bordure de cours d'eau, les bourrelets de berges sont ponctuels et ne s'élèvent jamais au-delà de 30 cm au-dessus de la plaine alluviale. Une alimentation de ces bourrelets a été observée en certains points du bassin mais leur extension reste cependant limitée à une bande comprise entre 1 et 2 m du chenal de la Seulles (fig.8.1). Ces observations viennent confirmer d'autres études également menées sur ce bassin, et qui ont insisté elles aussi sur la faiblesse de l'alimentation de la plaine alluviale au cours des crues débordantes (Douvinet, 2003 ; Lespez, 2012). C'est pourquoi, compte tenu de la faiblesse des dépôts observés dans la plaine d'inondation, ces dépôts n'ont pas été pris en compte dans la réalisation des différents budgets sédimentaires.

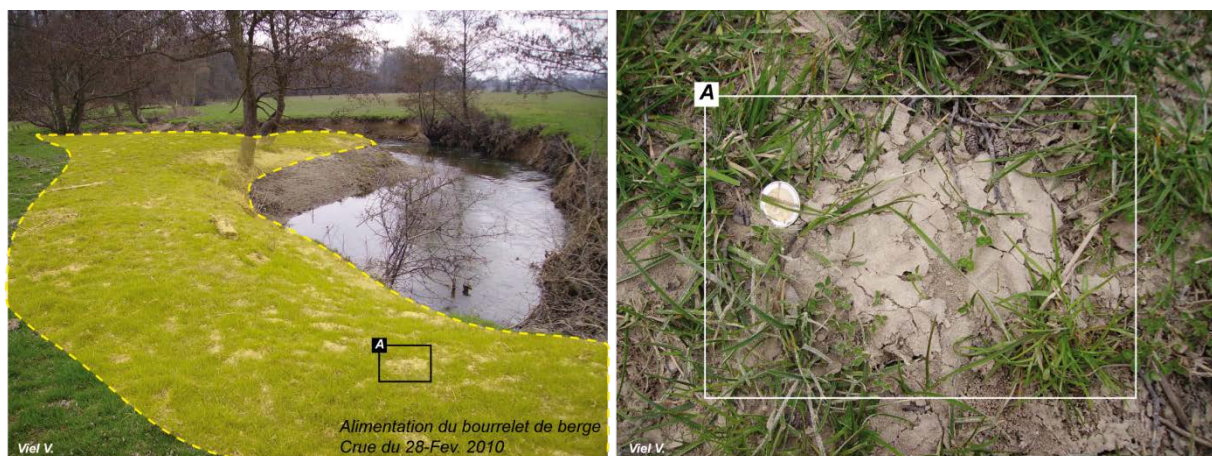


Figure 8.1 : Exemple d'alimentation du bourrelet de berge après la crue débordante du 28 février 2010 (lieu dit « Le Heuzé »).

1.1. Réalisation des budgets sédimentaires des bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline

1.1.1. Dans le bassin versant de Lingèvres

Sur le bassin versant de Lingèvres, la contribution des versants est faible. Des valeurs comprises entre 5 et 10 % ont été observées au cours des principales crues hivernales de la période 2009 – 2011 qui concentrent une grande majorité des flux de MES observés à l'exutoire. Dans le même temps, des mesures réalisées à la sortie des bassins versants élémentaires ont démontré que les zones d'initiation du réseau hydrographique constituent la principale zone d'érosion du système fluvial, avec une contribution estimée à environ 75% des transferts de MES. Par déduction, la contribution des fonds de vallées, liée à l'érosion des berges, a été estimée à environ 20%.

En parallèle, les résultats obtenus au cours du chapitre 7 ont permis d'estimer la contribution des stockages alluviaux selon un intervalle compris entre 15% et 25% des transferts sédimentaires annuels. Les résultats obtenus par une approche centrée sur les versants d'une part et sur les stockages de fonds de vallée d'autre part sont donc très comparables.

En termes de généralisation de la contribution de chacune des entrées sédimentaires dans le bassin versant, nous avons fait le choix de conserver la contribution moyenne arrondie à la dizaine la plus proche. On retient ainsi pour les versants une contribution estimée à 10%, et pour les fonds de vallées une contribution estimée à 20%. Enfin, la contribution des bassins versants élémentaires a été estimée à 70% des transferts sédimentaires globaux (fig.8.2). Pour la période comprise entre mai 2009 et avril 2010, on obtient le budget sédimentaire présenté en figure 8.3.

Bassin versant de Lingèvres	Approche versants	Approche Erosion de berges	Valeurs retenues
Versant	5 - 10 %		10 %
Stockages alluviaux	20 %	10 - 30 %	20 %
Têtes de bassins	70 - 75 %		70 %


en gras : les contributions estimées par des mesures *in situ*,
en italique : les contributions déduites des mesures réalisées *in situ*
 ne peut être estimé

Figure 8.2 : Contribution de chacune des entrées sédimentaires, bassin versant de Lingèvres.

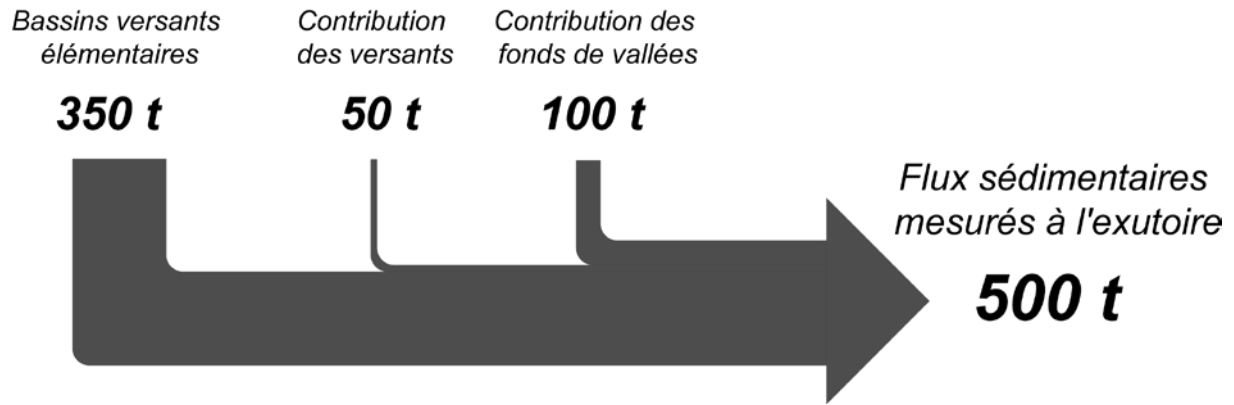


Figure 8.3 : Bilan sédimentaire pour le bassin versant de Lingèvres pour la période mai 2009 – avril 2010.

1.1.2. Dans le bassin versant de la Petite Seuline

Sur le bassin versant de la Petite Seuline, aucun processus de ruissellement n'a été observé au cours de la période de mesure. La contribution des versants a donc été considérée comme négligeable. Parallèlement, la quantification des reculs de berges a permis d'estimer la contribution des stockages de fonds de vallées selon un intervalle compris entre 10 et 20% des flux de MES. Par déduction, le reste des MES exportées du bassin versant a été attribué à la contribution des têtes de bassins, dans les zones d'initiation du réseau hydrographique. Comme pour le bassin versant de Lingèvres, nous avons fait le choix de conserver la valeur centrale de l'intervalle de confiance de l'apport des berges, arrondie à la dizaine la plus proche, soit une contribution de 20% des stockages alluviaux. La contribution des versants ayant été considérée comme négligeable, la production sédimentaire des bassins versants élémentaires a été estimée par déduction à 80 % des exports globaux de MES (fig.8.4). Compte tenu de ces contributions, on obtient le budget sédimentaire présenté en figure 8.5 pour la période comprise entre mai 2009 et avril 2010.

<i>Bassin versant de la Petite Seuline</i>	<i>contribution estimée des versants</i>	<i>Valeurs retenues</i>
<i>Versant</i>	<i>négligeable</i>	<i>0 %</i>
<i>Stockages alluviaux</i>	<i>10 - 20% (estimé in situ)</i>	<i>20 %</i>
<i>Bassins versants élémentaires</i>	<i>80 - 90% (par déduction)</i>	<i>80 %</i>

Figure 8.4 : Contribution de chacune des entrées sédimentaires pour le bassin versant de la Petite Seuline.

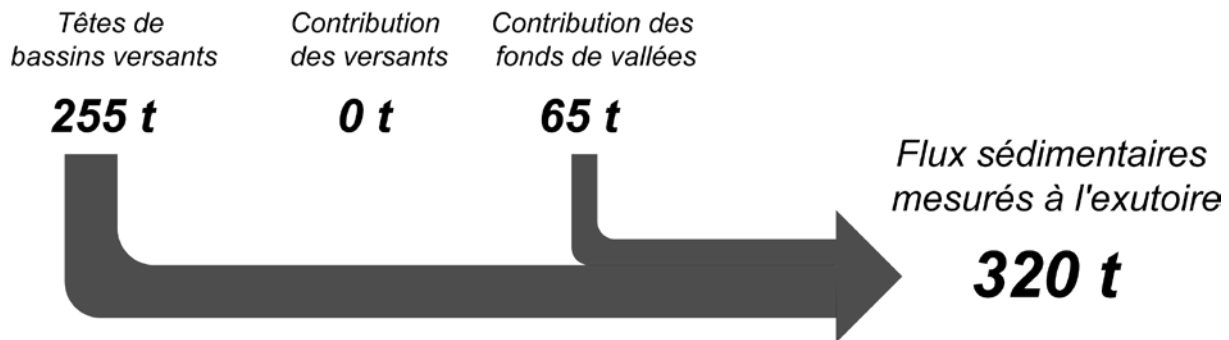


Figure 8.5 : Bilan sédimentaire pour le bassin versant de la Petite Seuline sur la période mai 2009 – avril 2010.

1.2. Mise en place de budgets sédimentaires à l'échelle du bassin versant de la Seulles

1.2.1. Démarche d'extrapolation des données et validation des budgets sédimentaires obtenus

La réalisation du budget sédimentaire global de la Seulles correspond, dans les faits, à la réalisation de deux budgets sédimentaires distincts. Le premier a été réalisé en amont de la station de Juvigny-sur-Seulles, en domaine armoricain et le second sur le bassin sédimentaire, entre les stations de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville.

Pour estimer la contribution respective des affluents et de la zone de transfert de la Seulles, nous avons mesuré sous SIG la surface de chacun des sous-bassins, en dissociant ceux positionnés en contexte armoricain de ceux localisés en contexte de transition entre le domaine armoricain et les formations sédimentaires. Nous avons également identifié les surfaces associées à la vallée de la Seulles, qui correspondent aux surfaces directement drainées par un cours d'eau d'ordres 4 et 5. La contribution des sous-bassins versants a été obtenue en multipliant la surface de ces derniers par les niveaux d'érosion spécifiques mesurés aux exutoires du bassin versant représentatif de la Petite Seuline pour les affluents situés sur le Massif Armoricain (soit 24 t/km²/an) et de Lingèvres pour ceux situés en domaine de transition (soit 33 t/km²/an). Cette étape peut être résumée par les deux formules ci-dessous :

$$M_{BV-MA} = A_{BV-MA} \times E_{S - \text{Petite Seuline}} \quad (1)$$

$$M_{BV-T} = A_{BV-T} \times E_{S - \text{Lingèvres}} \quad (2)$$

Avec :

M_{BV-MA} : Contribution des sous-bassins versants de la Seulles situés sur le Massif Armoricain (t).

M_{BV-T} : Contribution des sous-bassins versants de la Seulles situés en contexte de transition avec le bassin sédimentaire (t).

$E_{S \text{ Petite Seuline}}$: Erosion spécifique mesurée à l'exutoire du bassin versant de la Petite Seuline sur la période mai 2009 – avril 2010 = 24 t/km².

$E_{S \text{ Lingèvres}}$: Erosion spécifique mesurée à l'exutoire du bassin versant de Lingèvres sur la période mai 2009 – avril 2010 = 33 t/km².

La contribution du stock de fonds de vallée dans la zone de transfert de la Seules a été estimée selon la méthode d'extrapolation présentée au cours du chapitre 7. Elle est ainsi obtenue à partir de la typologie du niveau d'érosion de berge, de la hauteur de berge de chacun des tronçons et des niveaux d'érosion mesurés *in situ* sur chacun des sites représentatifs équipés de tiges d'érosion.

Une dernière étape consistait alors à comparer les contributions respectives des versants et du stock de fonds de vallée aux mesures haute fréquence réalisées au niveau des stations de mesures de Juvigny-sur-Seules et de Tierceville, afin d'assurer un contrôle par l'aval des différents budgets sédimentaires proposés.

Cette étape n'a toutefois pas pu être réalisée. En effet, l'estimation du niveau d'érosion spécifique des bassins versants représentatifs (bassins versants de Lingèvres et la Petite Seule) n'a pu être établie que sur une période d'un an, de mai 2009 à avril 2010. A l'inverse, les mesures de reculs de berges n'ont pu être estimées que sur la période mai 2010 – avril 2011. Seules les données de validation par l'aval, au niveau des stations de Juvigny-sur-Seules et de Tierceville, sont disponibles sur une période de 2 ans (mai 2009 - avril 2011). Pour chacune des deux années, la contribution respective des bassins versants situés en domaine armoricain, de transition (pour l'année 2009-2010) et la vallée de la Seules (pour l'année 2010-2011) ne peut donc être obtenue que par déduction, grâce aux mesures réalisées en aval. De ce fait la station positionnée en aval n'assure plus sa fonction de validation du budget sédimentaire.

Afin d'évaluer la fiabilité des budgets sédimentaires proposés, nous avons examiné si les contributions de chacune des sources sédimentaires identifiées étaient conservées d'une année sur l'autre en terme de pourcentages. La validation des budgets sédimentaires repose donc sur un postulat de départ qui mérite d'être préalablement discuté. Ce postulat serait susceptible d'être invalidé si les dynamiques sédimentaires de la Seules étaient déterminées par des épisodes climatiques exceptionnels, dont la fréquence n'est pas annuelle. Ce serait par exemple le cas si les épisodes orageux jouaient un rôle majeur sur les transferts sédimentaires du bassin versant. Ces derniers sont en effet des phénomènes ponctuels dont la localisation varie fortement d'une année sur l'autre, et qui font fonctionner des entités systématiquement différentes du bassin versant. Or, les épisodes orageux ne jouent qu'un rôle très secondaire sur les volumes de sédiments exportés du bassin versant de la Seules, la grande majorité des transferts se produisant en période automnale et hivernale lors de perturbations atlantiques qui touchent l'intégralité du bassin versant. Ainsi, si les volumes de sédiments mobilisés dans le bassin versant de la Seules évoluent d'une année sur l'autre selon les caractéristiques climatiques, il est possible de considérer que les contributions sont invariantes en terme de proportion d'une année sur l'autre.

1.2.2. Mise en place d'un budget sédimentaire en contexte armoricain

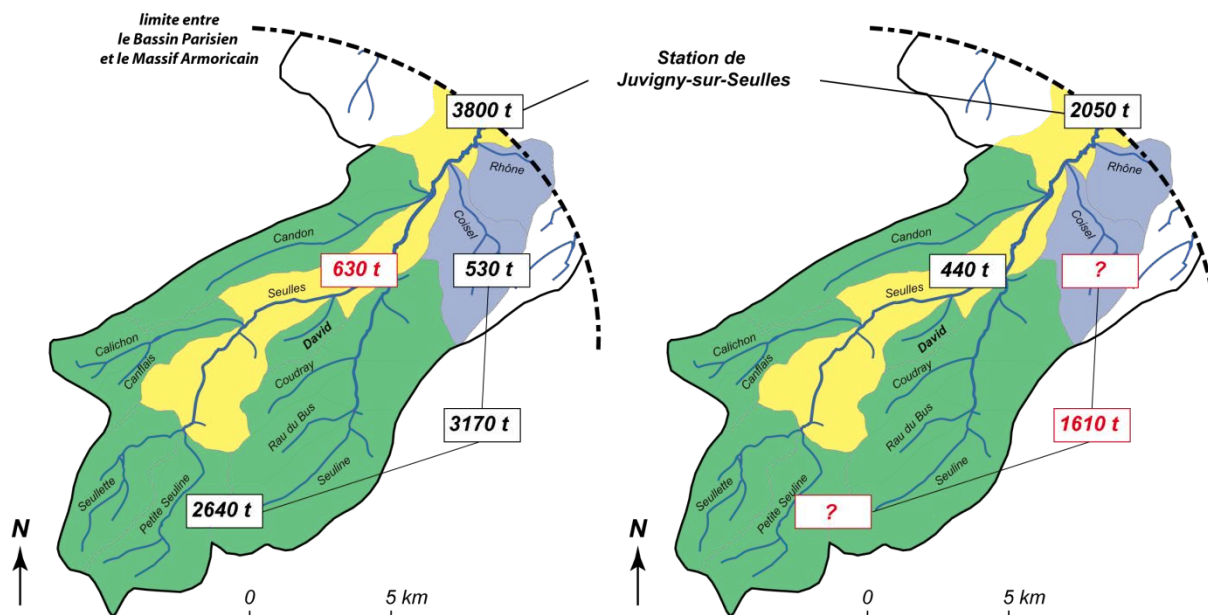
Pour la période mai 2009 – avril 2010 (fig.8.6), la production globale de sédiments mesurée au niveau de la station de Juvigny-sur-Seules a été estimée à 3 800 t. Les mesures réalisées aux exutoires des bassins versants représentatifs permettent, à l'aide de la formule (1), d'estimer la production sédimentaire des sous-bassins en contexte armoricain et en contexte de transition à respectivement 2 640 t et 530 t, soit une masse globale de 3 170 t. Par déduction, la contribution des stockages alluviaux peut être estimée à 630 t. La contribution des sous-bassins versants est

donc estimée à 84% et celle de la zone de transfert à 16% des flux sédimentaires mesurés au niveau de la station de Juvigny-sur-Seulles.

Contribution des différentes entités du bassin versant en contexte armoricain (t)

◆ Mai 2009 - Avril 2010

◆ Mai 2010 - Avril 2011



Contribution des différentes entités du bassin versant en contexte armoricain (%)

◆ Mai 2009 - Avril 2010

◆ Mai 2010 - Avril 2011

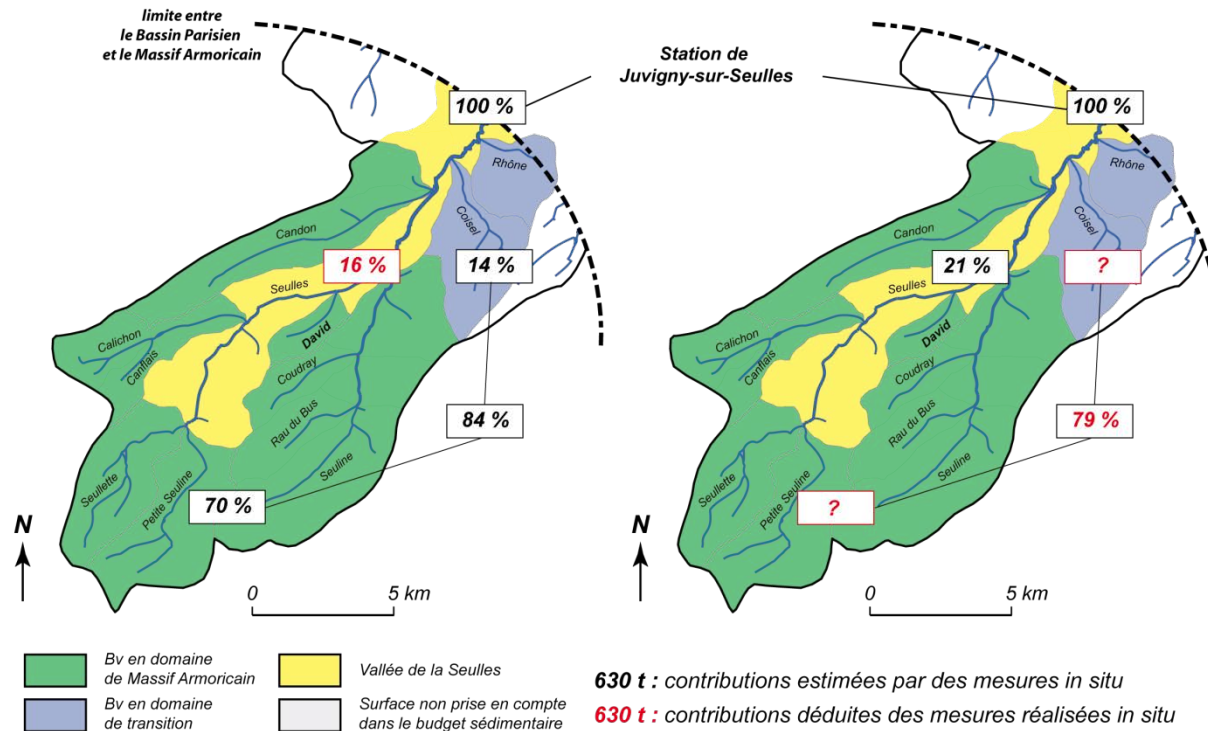


Figure 8.6 : Budgets réalisés en contexte armoricain pour chacune des années de mesures.

Pour l'année hydrologique comprise entre mai 2010 et avril 2011, la masse de sédiments exportée du domaine armoricain de la Seulles a été moins importante. Elle a été estimée à

2 050 t (fig.8.6). Durant cette période, la contribution de la vallée de la Seulles a pu être estimée à 440 t à partir des mesures de reculs de berges réalisées sur le terrain. La contribution globale des sous-bassins versants peut donc être évaluée par déduction à 1 610 t. La contribution de la vallée de la Seulles représente donc 21% des transferts de MES alors que la contribution des sous-bassins représenterait par déduction 79% des transferts. Par conséquent, si les volumes de sédiments exportés du bassin sont assez variables d'une année sur l'autre, les proportions sont conservées. Les valeurs obtenues par déduction ont donc été jugées cohérentes.

Contribution des différentes entités du bassin versant en contexte armoricain (Avril 2009 - Mai 2011)

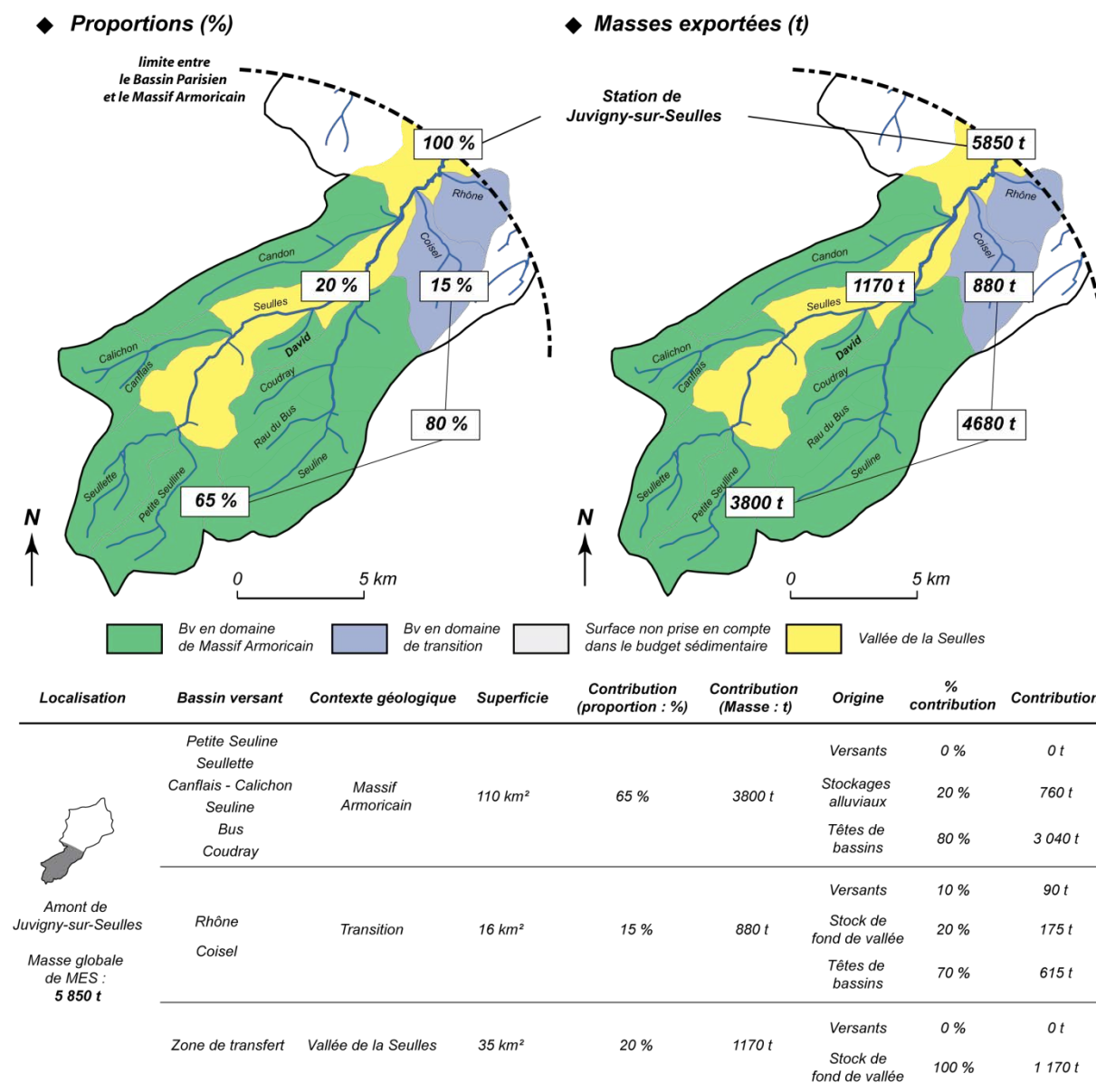


Figure 8.7 : Budget sédimentaire réalisé en contexte armoricain sur la période mai 2009 – avril 2010.

Afin de réaliser le budget sédimentaire de la Seulles située en domaine armoricain pour une période de deux ans, nous nous sommes basés sur les contributions respectives (en %) de chacune des entités du bassin versant obtenues précédemment (fig.8.6). Nous avons ainsi

conservé une contribution de 20% pour la vallée de la Seulles et de 80% pour les sous-bassins versants. Une contribution de 65% des flux de MES mesurés à Juvigny-sur-Seulles a été conservée pour les sous-bassins situés sur le Massif Armoricaire. Pour ceux situés en domaine de transition entre le massif ancien et les formations sédimentaires, une valeur de 15% a été retenue.

Pour estimer la contribution des têtes de bassins, des versants et du stock de fond de vallée de chacun des sous-bassins, nous nous sommes basé sur les contributions estimées pour les bassins de Lingèvres et de la Petite Seuline (fig.8.2 ; fig.8.4). La contribution des versants en domaine armoricaire étant négligeable, nous avons considéré que l'intégralité des MES produites dans la vallée de la Seulles provenait des dépôts situés dans la plaine d'inondation. Nous avons obtenu ainsi le budget sédimentaire présenté en figure 8.8. Ce dernier met en avant deux sources sédimentaires principales : les têtes de bassin versant, dont la contribution est estimée à 3655 t, et les stockages alluviaux qui participent à hauteur de 2105 t, soit respectivement 63% et 36% des transferts sédimentaires mesurés au niveau de la station de Juvigny-sur-Seulles. La production sédimentaire liée aux processus de ruissellement sur les versants ne représente que 1% des flux de MES. La forte contribution des têtes de bassins versants s'explique principalement par la densité de drainage importante qui multiplie le nombre de zones d'initiation du réseau hydrographique. La production sédimentaire par érosion des berges est principalement assurée par les chenaux d'ordres principaux qui représentent 55% de la contribution globale des berges, les 45% restants étant produits au sein des sous-bassins versants. Toutefois, l'écart est davantage marqué lorsque l'on rapporte les masses produites à la longueur de cours d'eau qu'il représente. En effet, on observe une production sédimentaire de 53 kg/m dans la vallée de la Seulles et de 7 kg/m dans les sous-bassins versants.

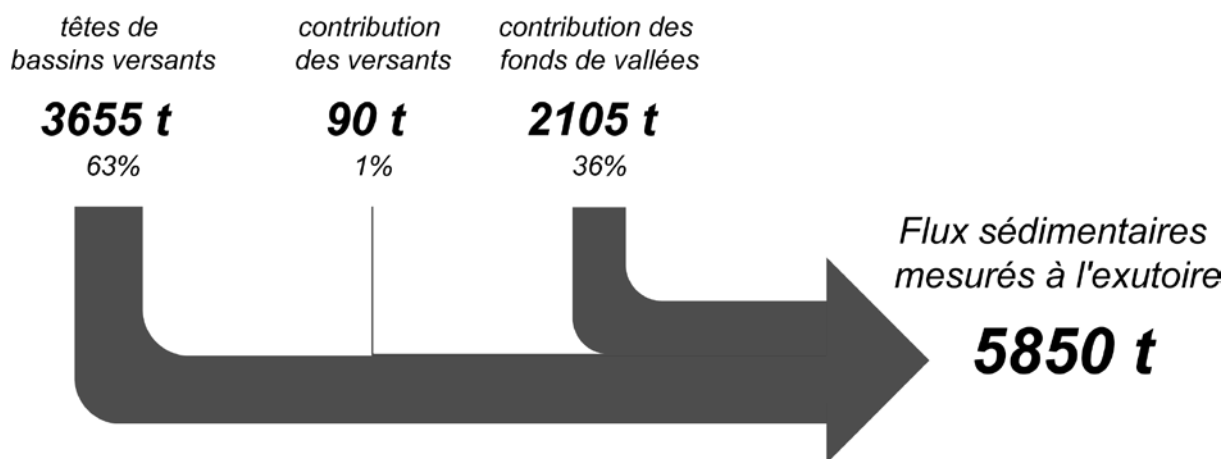


Figure 8.8 : Budget sédimentaire présentant la contribution des berges, des têtes de vallons et des versants dans la Seulles en domaine armoricaire sur la période mai 2009 – avril 2011.

1.2.3. Mise en place d'un budget sédimentaire en contexte sédimentaire

En contexte sédimentaire, pour la période mai 2009 – avril 2010, la contribution des sous-bassins versants a été estimée selon la formule (1) à 1 100 t, soit 18% des MES exportées du bassin versant de la Seulles. Parallèlement, connaissant la masse des MES issus du domaine armoricaire de la Seulles (mesurée à Juvigny-sur-Seulles) et celle des MES exportées du bassin versant à l'exutoire (station de Tierceville), il est possible de déduire la contribution de la vallée de la Seulles en domaine sédimentaire à partir de la formule suivante (3) :

$$- \quad M_{Val. Seulles} = M_{Juvigny} - M_{Tierceville} - M_{BV-T} \quad (3)$$

Avec :

- $M_{Val. Seulles}$: Contribution de la zone de transfert de la Seulles en amont de la station de Juvigny-sur-Seulles (t).
- $M_{Juvigny}$: Masse de MES mesurée à la station de mesure de Juvigny-sur-Seulles (t).
- $M_{Tierceville}$: Masse de MES mesurée à la station de mesure de Tierceville (t).
- M_{BV-T} : Contribution des sous-bassins versants de la Seulles situés en contexte de transition dont l'exutoire est situé en aval de la station de Juvigny-sur-Seulles (t).

A l'aide de la formule (3), la contribution de la vallée de la Seulles est estimée à 1 150 t, soit 19% des flux de MES exportés du bassin versant de la Seulles entre mai 2009 et avril 2010 (fig.8.9).

Sur la période mai 2010 – avril 2011, la contribution des bassins versants situés en domaine de transition n'a pu être précisément établie. On dispose cependant de mesures de reculs de berges qui ont permis d'estimer la contribution de la zone de transfert de la Seulles à 730 t, soit 22% des transferts de MES exportés du bassin versant à l'échelle annuelle. La contribution des sous-bassins peut alors être estimée selon la formule suivante :

$$- \quad M_{BV-T} = M_{Juvigny} - M_{Tierceville} - M_{Val. Seulles} \quad (4)$$

La contribution des bassins versants situés en position d'interface a été estimée à l'aide de la formule 4 à 17% des volumes exportés du bassin versant (fig.8.9).

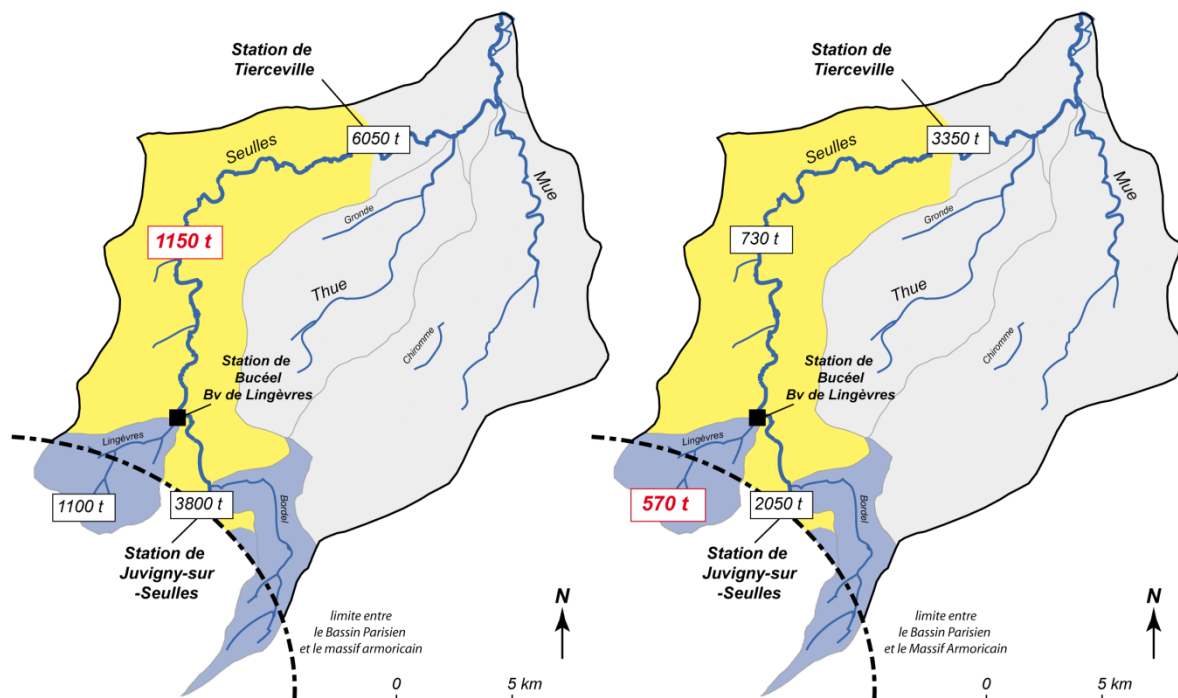
On observe à nouveau que l'ensemble des proportions sont conservées entre les deux années de mesures. La contribution des sous-bassins versants passe de 18% à 17% des MES exportées alors que la production sédimentaire de la zone de transfert passe de 19% à 22%. De même, il est important de noter que la conservation des proportions est également respectée à l'échelle du bassin versant de la Seulles. En effet, la contribution de la Seulles en domaine armoricain a produit successivement 61 et 63% des transferts sédimentaires globaux du bassin versant pour les deux années de mesures alors qu'en domaine sédimentaire les taux observés sont de 39 et 37%.

La conservation des proportions dans la partie aval de la Seulles suppose toutefois, au préalable, que l'intégralité des MES produites au sein de la zone de transfert de la Seulles provient de l'érosion des berges et que la contribution des versants est nulle. Or, contrairement au domaine armoricain où aucun processus de ruissellement n'a été observé, la sensibilité des sols à l'érosion hydrique et à la battance en contexte sédimentaire est nettement plus élevée. Il est donc nécessaire de discuter la contribution des versants sur la partie sédimentaire de la Seulles.

Contribution des différentes entités du bassin versant en domaine sédimentaire (t)

◆ Mai 2009 - Avril 2010

◆ Mai 2010 - Avril 2011



Contribution des différentes entités du bassin versant en domaine sédimentaire (%)

◆ Mai 2009 - Avril 2010

◆ Mai 2010 - Avril 2011

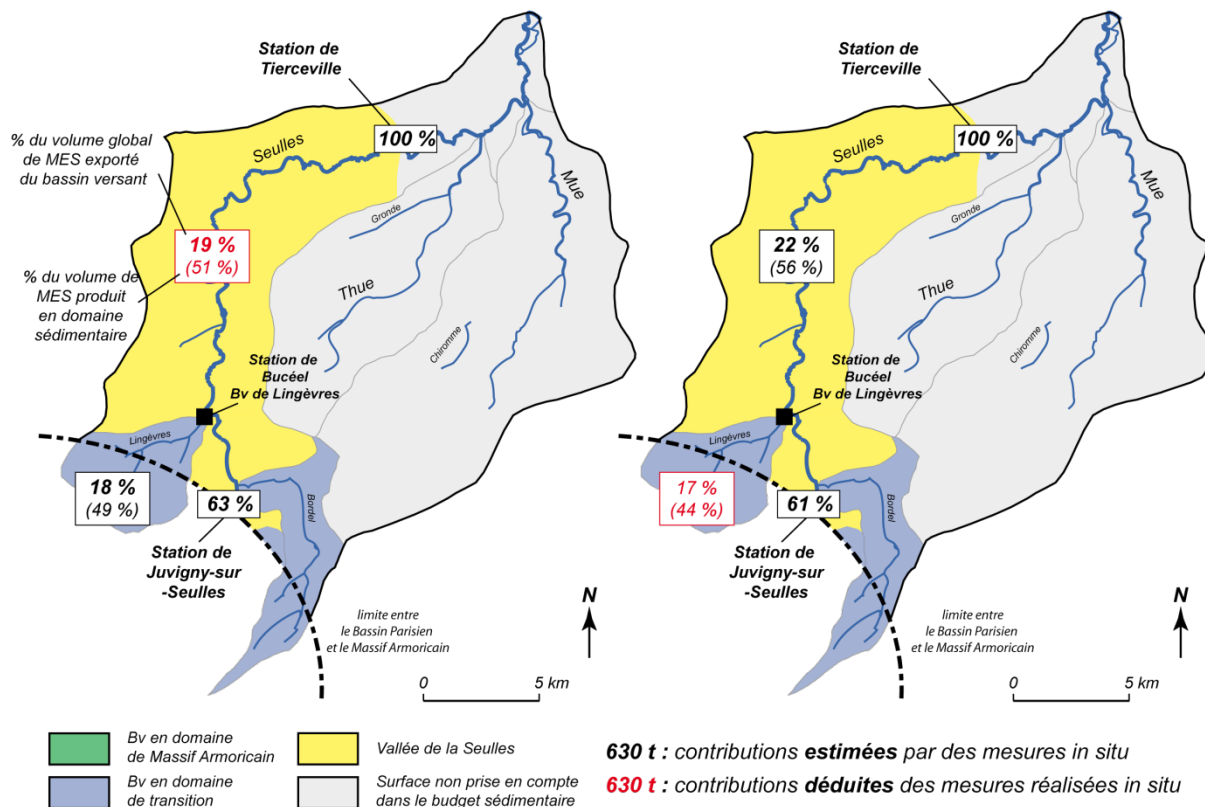


Figure 8.9 : Budgets réalisés en contexte sédimentaire pour chacune des années de mesures.

◆ ***Estimation de la contribution des versants dans la vallée de la Seulles :***

La contribution des versants au sein de la zone de transfert de la Seulles n'a pas été estimée. Il est en effet difficile, sur des surfaces aussi grandes, de contrôler l'ensemble des points d'entrée en MES. Toutefois, pour discuter la contribution des versants, il est possible de s'interroger sur l'intensité et la fréquence de la contribution du stock de fond de vallée et des versants.

Les reculs de berges observés dans la zone de transfert de la Seulles ne sont que de quelques centimètres au maximum par an. Il s'agit d'ailleurs, dans la plupart des cas, d'une érosion progressive lors des périodes de plus forts débits, ou liée à la mise en place de glace de ségrégation engendrée par l'alternance de période de gel et de dégel. A l'inverse, la contribution des versants se fait de manière beaucoup plus épisodique, lors des principaux épisodes pluvieux. Par conséquent, si à l'échelle annuelle la contribution des versants n'est pas élevée, la participation des processus de ruissellement érosif à la charge solide du cours d'eau peut s'avérer très élevée lors de certaines crues.

Partant de ce constat, l'analyse de l'évolution des concentrations en MES entre les stations de mesures de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville doit permettre de s'interroger de manière indirecte sur la contribution des versants au sein de la zone de transfert de la Seulles. En effet, entre ces deux stations, les concentrations en MES peuvent augmenter, diminuer ou rester stables. L'érosion des berges se faisant progressivement, les apports en MES liés à ces processus ne sont pas massifs et ne peuvent provoquer une augmentation des concentrations. Dès lors, deux phénomènes peuvent engendrer une augmentation des concentrations entre ces deux stations. Il peut s'agir en premier lieu du déstockage des sédiments déposés dans le chenal au cours du printemps, de l'été et du début de l'automne. Il est donc possible d'observer cette augmentation des concentrations lors de la première crue automnale. En dehors de cette crue, il est possible de considérer que seuls des apports de versants importants sont susceptibles d'engendrer une augmentation des concentrations en MES. Ceci n'exclut évidemment pas que des apports de versants soient dilués dans le cours d'eau. Toutefois dans ce cas, ces derniers ne représentent pas des volumes importants et peuvent être considérés comme négligeables. Ainsi, l'analyse de l'évolution des concentrations en MES d'amont en aval de la zone de transfert doit permettre d'estimer *a minima* la contribution des versants.

D'un point de vue méthodologique, les données de concentrations ont été recalées temporellement selon la méthode décrite au cours du chapitre 4 (Cf. 3.3.1). L'analyse n'a été réalisée que pour la période hivernale qui concentre la grande majorité des transferts exportés du bassin versant.

L'évolution des concentrations en MES entre les stations de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville montre une légère décroissance de la concentration en MES en période de crues au cours de l'automne et de l'hiver 2009 – 2010. Au début du mois de novembre 2009, la réduction de la concentration en MES est plus marquée. Elle s'explique par la dynamique de stockage des MES dans la zone de transfert de la Seulles. Cependant, lorsque les crues commencent à toucher l'aval du bassin versant, la réduction de la concentration en MES devient moins importante.

Au cours de l'automne et de l'hiver 2009 – 2010, une augmentation de la concentration entre les deux stations de mesures n'a été observée qu'à 2 reprises : lors de la crue du 30 novembre au 1^{er} décembre et lors de la succession de crues comprises entre le 24 et le 28 février 2010 (fig.8.10).

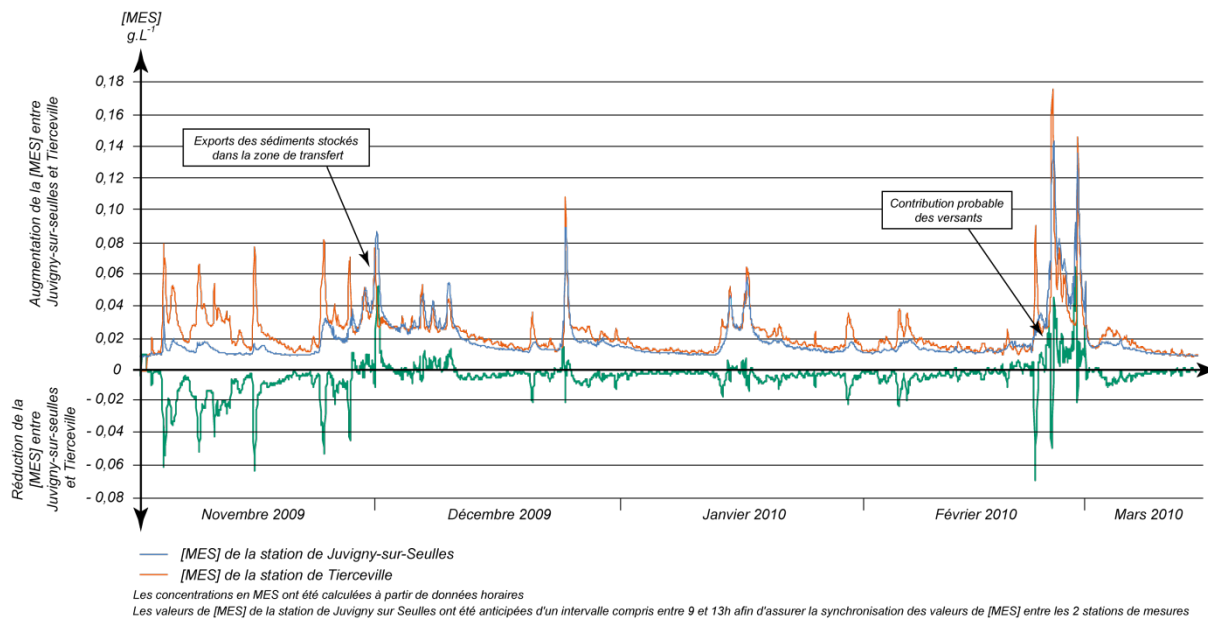


Figure 8.10 : Evolution des concentrations en MES dans la zone de transfert de la Seules, entre les stations de mesure de Juvigny-sur-Seules et de Tierceville au cours de l'automne et de l'hiver 2009 – 2010.

La crue observée au cours du 30 novembre et du 1^{er} décembre au niveau de la station de Tierceville correspond à la première crue automnale. Elle intervient donc après une longue période sans crue comprise entre le printemps et le milieu de l'automne. Un stock sédimentaire important a ainsi pu se former dans le chenal de la Seules. L'augmentation de la concentration en MES observée au cours de cette crue peut s'expliquer par un déstockage massif de sédiments présents dans le chenal. Les crues suivantes, aux caractéristiques pourtant sensiblement identiques en termes d'intensité et de durée, présentent d'ailleurs une stabilité plus affirmée de la concentration en MES entre les deux stations de mesures.

Dans le cas des crues successives de la fin du mois de février 2010, la situation est différente. Le calage temporel entre les deux courbes de concentration en MES fait apparaître une forte variabilité de l'évolution des concentrations. On observe d'une manière générale une augmentation des concentrations de l'ordre de 0,02 g.L⁻¹. Durant cette crue, des épisodes de ruissellement importants ont été observés sur le terrain. Dès lors, si l'on considère que cette augmentation de 0,02 g.L⁻¹ est liée à une production sédimentaire importante sur les versants, on obtient une contribution estimée à 30 t sur les 1150 t produites par la zone de transfert de la Seules à l'échelle annuelle, soit moins de 3%. Cette période de crue étant la seule durant laquelle d'importants processus de ruissellement ont été observés, il est probable qu'à l'échelle annuelle, la part des sédiments provenant des versants soit particulièrement faible dans la vallée de la Seules.

La faiblesse des apports de versants dans la vallée de la Seules n'est pas étonnante. En effet, l'ensemble du linéaire de la Seules est protégé par une prairie qui occupe l'intégralité de la plaine d'inondation. Il est donc très difficile aux processus de ruissellement d'atteindre le cours d'eau. Dès lors, seul le recoupement du cours d'eau par le réseau routier peut favoriser la connexion du ruissellement au cours d'eau. Or, le long de la vallée de la Seules, le nombre de ponts est réduit. Compte tenu de ces observations, nous avons conservé une contribution des

versants de 5% ; les 95% restants étant attribués à la remobilisation du stock de fond de vallée (fig.8.11).

◆ **Réalisation du budget sédimentaire de la Seulles en contexte sédimentaire sur la période mai 2009 – avril 2011 :**

Afin de proposer un budget sédimentaire pour la Seulles en domaine sédimentaire sur les deux années de mesures, nous avons calculé la contribution moyenne (en %) de la vallée de la Seulles et des bassins de transition au cours des années 2009 – 2010 et 2010 - 2011, arrondie à 5% près. On obtient une contribution de 45% provenant des sous-bassins de Lingèvres et du Bordel. Pour la vallée de la Seulles, elle est évaluée à 55% (fig.8.11). On obtient alors sur l'ensemble de la période de mesures une production sédimentaire estimée à 1 510 t pour les sous-bassins versants et à 1 840 t dans la vallée de la Seulles (fig.8.12).

**Contribution des différentes entités du bassin versant en domaine sédimentaire
avril 2009 - mai 2011**

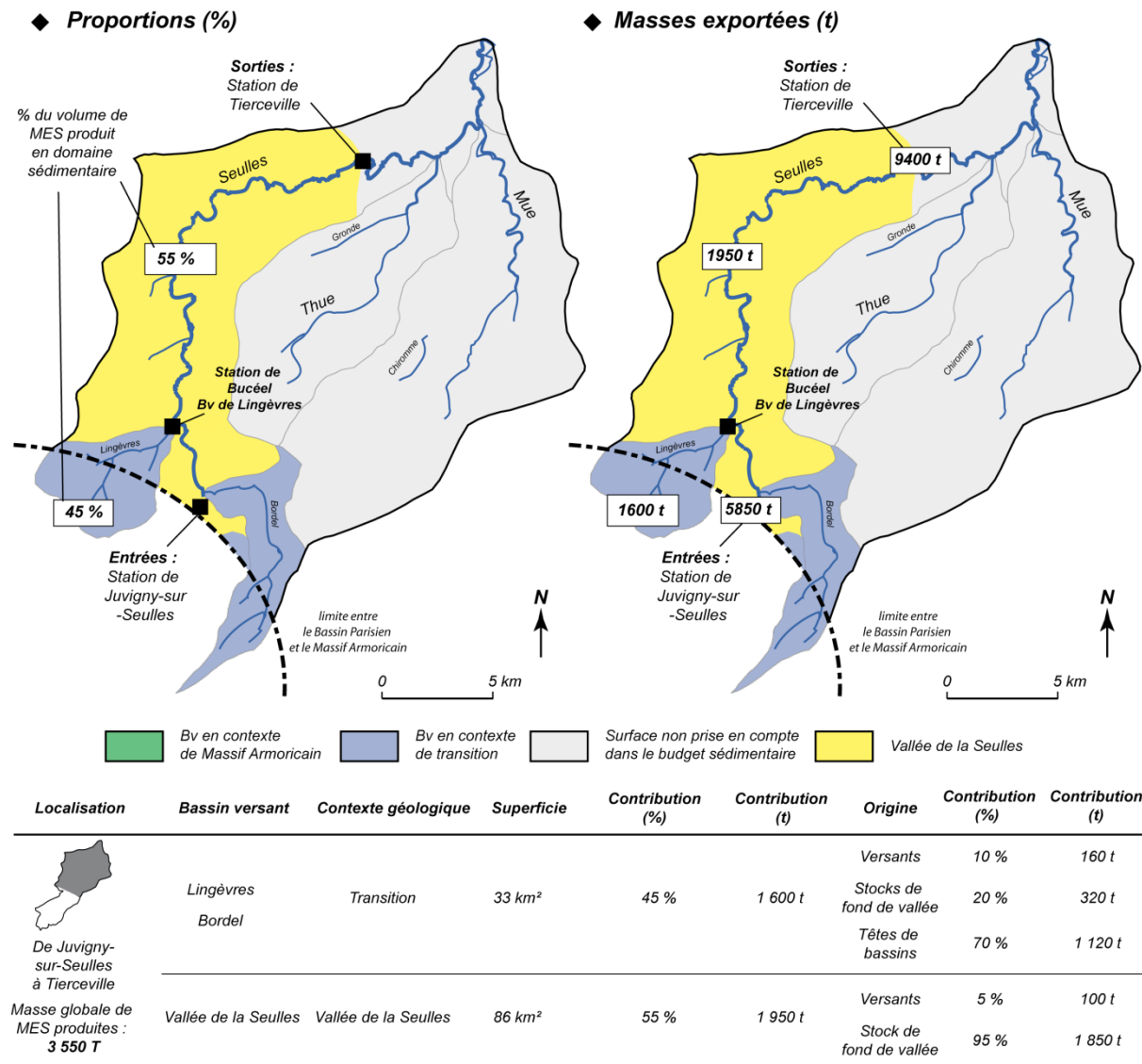


Figure 8.11: Budget sédimentaire réalisé dans le bassin de la Seulles en domaine sédimentaire sur la période mai 2009 – avril 2010.

Il est alors possible d'estimer les contributions respectives des têtes de bassins, des versants et du stock de fonds de vallées (fig.8.12). A nouveau, la production de MES par les versants apparaît très faible. Elle est estimée à 260 t, soit environ 7% des sédiments produits sur les formations sédimentaires de la Seulles. Les têtes de bassins et les dépôts observés dans la plaine d'inondation apparaissent comme les principales sources sédimentaires. La production sédimentaire dans les têtes de bassins est moins importante qu'en domaine armoricain même si elle demeure élevée dans les sous-bassins du Bordel et de Lingèvres. Elle est estimée à 1 120 t, soit 32% du volume de MES produit. Ceci s'explique sans doute par la densité de drainage plus faible sur le Bassin Parisien qui réduit considérablement le nombre de zones d'initiation du réseau hydrographique. La part des MES provenant de la remobilisation des dépôts de fonds de vallées augmente quant à elle fortement. Elle est estimée à 2 170 t, ce qui représente 61% des sédiments produits dans la partie aval du bassin versant. Ceci est logique puisque les stocks situés dans la plaine d'inondation sont bien plus importants que ceux situés à l'amont du bassin de la Seulles. Les têtes de bassins et les dépôts de fonds de vallées contribuent ainsi dans des proportions inverses à ce qui avait été estimé en contexte armoricain.

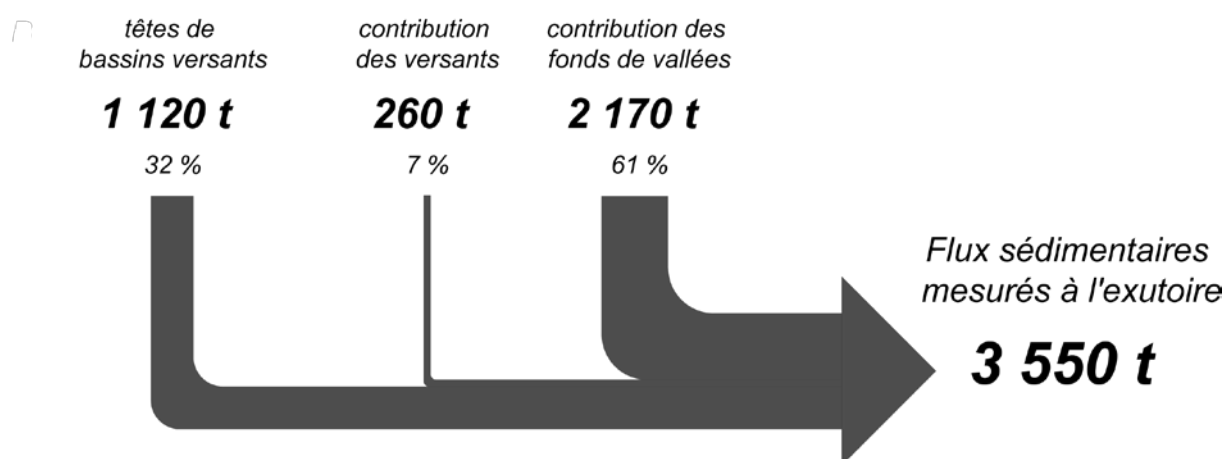


Figure 8.12 : Budget sédimentaire réalisé en contexte sédimentaire de mai 2009 et avril 2011.

La réalisation des budgets en domaines armoricain et sédimentaire permet, dans une dernière étape, de proposer deux derniers budgets sédimentaires à l'échelle du bassin versant de la Seulles sur la période comprise entre mai 2009 et avril 2011. Un premier souligne la contribution de chacune des entités hydrologiques distinguées sur le bassin versant (fig. 8.13A). Ce budget sédimentaire estime la contribution des sous-bassins versants situés en domaine armoricain à 3 800 t, soit 40% des transferts sédimentaires. Les sous-bassins situés en position de transition contribuent quant à eux à hauteur de 2 550 t, soit 27% des flux de MES. Enfin les 3 050 t restantes (33%) proviennent de la vallée de la Seulles. Ces trois entités contribuent donc de manière globalement identique dans le volume global de sédiments exportés du bassin versant de la Seulles.

Un second budget permet d'identifier, à l'échelle globale, la contribution de chacune des sources sédimentaires (fig.8.13B). A nouveau, il insiste sur la faible contribution des versants dont la production a été estimée à 4% du volume total de MES exportées du bassin versant. Cependant, contrairement à ce qui avait été observé à l'échelle des grandes entités géologiques, la contribution des têtes de bassins versants et de stockages alluviaux apparaît comme étant presque équivalente (respectivement 51% et 45%).

A - Contribution des différentes entités du bassin versant de la Seulles
Avril 2009 - Mai 2011

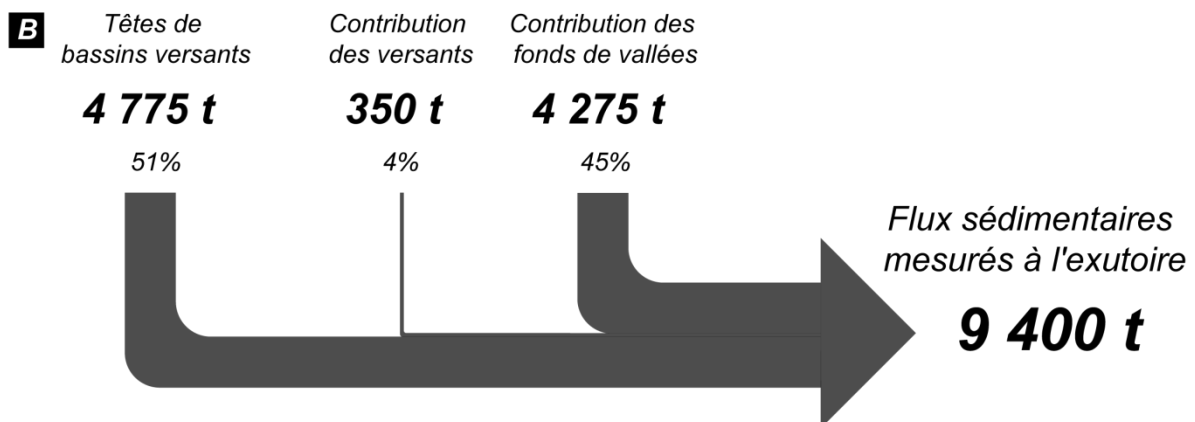
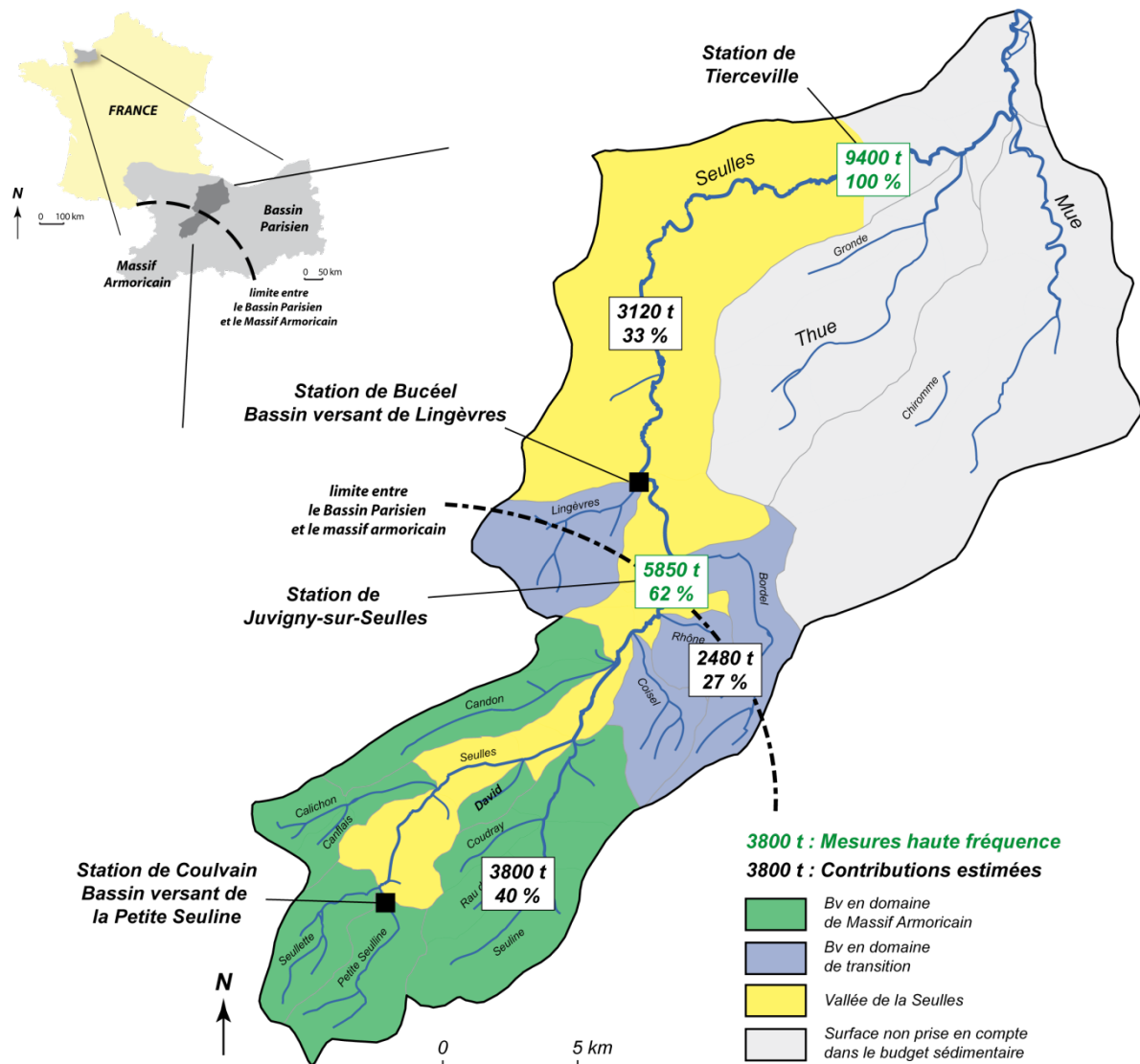


Figure 8.13 : Budget sédimentaire réalisé à l'échelle du bassin versant de la Seulles sur la période comprise entre mai 2009 et avril 2011.

1.2.4. Synthèse partielle

La première partie de ce chapitre a permis de mettre en avant deux conclusions principales. Elle a montré tout d'abord que les flux de MES transportés par la Seulles proviennent en grande majorité des zones d'initiation du réseau hydrographique dans les têtes de vallons, et de la remobilisation des dépôts anciens restés stockés dans les fonds de vallées de la Seulles. La contribution des versants s'avère quant à elle presque anecdotique.




Echelle d'observation	Contexte géologique	Contribution globale	Têtes de bassins	Versants	Stockages alluviaux
Sous-bassins versants	Massif Armoricaïn	3 800 t (100 %)	3 040 t (80 %)	0 t (0 %)	760 t (20 %)
	transition	2 480 t (100 %)	1 735 t (70 %)	250 t (10 %)	495 t (20 %)
Grandes entités géologiques	 contexte armoricaïn	5 850 t (100 %)	3 655 t (63 %)	90 t (1 %)	2 105 t (36 %)
	 contexte sédimentaire	3 550 t (100 %)	1 120 t (32 %)	260 t (7 %)	2 170 t (61 %)
Bassin versant de la Seulles		9 400 t (100 %)	4 775 t (51 %)	350 t (4 %)	4 275 t (45 %)

Figure 8.14 : Synthèse des masses de sédiments produits et des contributions respectives des sources en sédiments dans le bassin versant sur la période mai 2009 – avril 2011.

La réalisation de plusieurs budgets sédimentaires à différentes échelles emboîtées a ensuite permis de montrer que l'échelle d'observation joue un rôle majeur sur l'appréciation des dynamiques sédimentaires d'un bassin versant. En effet, si à l'échelle du bassin de la Seulles la contribution des têtes de bassins et des stockages de fonds de vallées est globalement équivalente, on observe une évolution importante des contributions à des niveaux scalaires inférieurs (fig.8.14).

Sans surprise, c'est à l'échelle des sous-bassins versants que la contribution des têtes de vallons est la plus élevée. La production de MES liée à l'érosion des berges y reste très limitée. A l'échelle des deux entités géologiques, la situation est toutefois plus contrastée. En contexte armoricaïn, la majorité des MES proviennent des têtes de bassins qui sont particulièrement nombreuses compte tenu du caractère peu aquifère du substrat géologique qui favorise une densité de drainage élevée. Leur contribution représente environ les deux tiers des sédiments produits en contexte armoricaïn. Les dépôts de fonds de vallées ne représentent, eux, qu'un tiers des MES produites. A l'inverse, plus à l'aval, l'épaississement des dépôts dans la plaine alluviale et la réduction de la densité de drainage inversent le rapport des contributions. Les deux tiers des sédiments exportés proviennent dès lors des processus d'érosion de berges alors que les têtes de bassins ne produisent plus qu'un tiers des MES.

2. Discussion

2.1. Les facteurs à l'origine d'une contribution élevée des têtes de bassins versants

Avec une contribution estimée à 51% des flux de MES exportés du bassin versant au cours de la période de mesure, les têtes de bassins représentent la principale zone fonctionnelle du bassin versant de la Seulles. Elles ne constituent pourtant pas un référentiel géographique couramment utilisé pour mettre en place des actions de gestion des bassins versants qui sont généralement centrées sur les versants ou sur le chenal du cours d'eau. Il est donc possible de se demander pourquoi les têtes de bassin contribuent-elles de manière si importante sur le bassin versant de la Seulles, et pourquoi les dynamiques internes à ces espaces restent-elles encore aujourd'hui peu investiguées.

2.1.1. Des dynamiques internes peu connues

Les zones d'initiation du réseau hydrographique sont depuis longtemps considérées comme les surfaces les plus morphologiquement efficaces d'un bassin versant car elles sont positionnées dans la zone d'érosion du système fluvial (Schumm, 1977). Les études menées dans les têtes de bassins sont nombreuses et se sont principalement interrogées sur le fonctionnement biologique, écologique, physico-chimique ou sédimentaire de ces espaces (Hutchins et al, 1999 ; Smart et al, 2001 ; Alexander et al, 2007). L'intérêt pour ces espaces s'explique souvent par leur taille réduite qui constitue une enveloppe facilement maîtrisable en termes d'équipement et de suivis sur le terrain. Pourtant, plusieurs auteurs soulignent que le comportement et les processus qui contrôlent le fonctionnement de ces petits bassins restent mal connus (Nadeau et Rains, 2007a, b ; Gomi et al, 2002 ; Lowe et Likens, 2005).

Différents facteurs explicatifs sont probablement responsables d'une certaine méconnaissance de ces systèmes. Les têtes de bassins présentent tout d'abord un problème de définition. Il n'existe en effet aucune définition qui soit unanimement adoptée pour caractériser précisément leur extension spatiale. Elles ne peuvent être, de fait, associées aux bassins versants élémentaires dont la superficie varie fortement selon le caractère aquifère ou non du substrat géologique. De la même manière, il est difficile de les définir comme les surfaces situées en amont de la zone d'initiation du réseau hydrographique qui évolue dans le temps, au cours de l'année hydrologique et dans l'espace. La localisation de ce point de rupture fait d'ailleurs régulièrement débat et n'est encore pas totalement tranchée aujourd'hui (Montgomery et Dietrich, 1988 ; Montgomery et Dietrich, 1989 ; Dietrich et Dunne, 1993). Enfin, définir l'extension des têtes de bassins selon un seuil de superficie n'aurait pas non plus réellement de sens. Ce terme reste donc sémantiquement flou.

En France, la méconnaissance de ces espaces tient sans doute également du peu de données disponibles pour des cours d'eau drainant une superficie de quelques km², *a fortiori* pour les cours d'eau de faible énergie. En domaine armoricain, il existe peu d'études réalisées sur des cours d'eau, et qui soient susceptibles d'être comparées avec les observations établies pour le bassin versant de la Seulles. Les principales études ont été réalisées par l'INRA de Rennes sur trois petits bassins versants agricoles bas-normands et bretons sur schistes d'ordres 1 et 2, d'une superficie comprise entre 2 et 4 km² (Lefrançois, 2007 ; Vongxivay, 2012). Sur les formations sédimentaires, le constat est similaire. En effet, si de nombreuses études ont été

effectuées à l'échelle de la parcelle ou sur les principaux systèmes fluviaux d'une superficie de plusieurs centaines de km², peu de données sont disponibles pour des bassins versants de quelques km². Les seules mesures disponibles à cette échelle ont été réalisées aux exutoires de bassins versants du Pays de Caux (Massei, 2001) ou localisés en Belgique (Verstraeten et Poesen, 2001), mais dont les niveaux de sensibilité des sols à l'érosion ne sont pas réellement comparables avec ceux observés habituellement sur les petits vallons du nord-ouest de la France.

Les travaux réalisés sur trois bassins versants bas-normands et bretons (Lefrançois, 2007 ; Vongxivay, 2012) ont montré que les résultats observés sur les bassins versants des Violettes et du Moulinet présentent des dynamiques très comparables à celles identifiées sur les bassins versants de la Petite Seuline et de Lingèvres. Ces bassins présentent en effet des niveaux d'érosion spécifiques sensiblement identiques. Les études menées sur ces bassins versants réaffirment également le rôle majeur joué par la dégradation des berges liée au piétinement des bovins dans les prairies de bas-fond, qui apparaissent à nouveau comme des zones stratégiques en terme de gestion des transferts sédimentaires. Cependant, les observations réalisées à l'exutoire du bassin versant de Kervidy mettent en avant des dynamiques qui diffèrent des deux premiers bassins versants. Ce bassin présente en effet des niveaux d'érosion spécifiques inférieurs (1-14 t/km²/an ; Grimaldi, com. pers.) malgré une plus faible représentation des prairies de bas-fonds et un maillage bocager plus dégradé. La présence d'une ripisylve le long du cours d'eau semblerait limiter les connexions directes des surfaces cultivées au réseau hydrographique. Ainsi, des petits bassins soumis à des caractéristiques climatiques et lithologiques comparables peuvent présenter une grande variabilité de fonctionnement. C'est pourquoi, plus que la proximité géographique ou le contexte climatique et géologique du bassin versant, ce sont des facteurs locaux tels que les pratiques (notamment agricoles) et l'organisation interne de ces espaces (occupation du sol, réseau routier, de haies, de fossés, etc.) qui influencent le plus les dynamiques sédimentaires des têtes de bassins. Au-delà du peu de données acquises à l'échelle des têtes de bassins et qui rendent difficile la comparaison entre bassins, la connaissance lacunaire de ces systèmes tient également de la grande variabilité de leur mise en valeur qui engendre une grande diversité et complexité de fonctionnement à l'échelle locale. Il est dès lors difficile d'identifier l'ensemble des facteurs de contrôle qui influencent les dynamiques sédimentaires des têtes de bassins et d'estimer l'impact de ces espaces sur le fonctionnement global du bassin versant. Il s'agit pourtant d'une problématique fondamentale en terme de gestion des systèmes fluviaux.

2.1.2. La connectivité entre les têtes de bassins et le reste du réseau hydrographique, un facteur clé de la compréhension des dynamiques sédimentaires des bassins versants

Outre les raisons précédemment évoquées, la méconnaissance des dynamiques animant les têtes de bassins repose surtout sur la concentration des mesures de transferts sédimentaires sur les principaux systèmes fluviaux, *a fortiori* dans le nord ouest de la France, ce qui ne permet pas d'aller au-delà d'un fonctionnement en boîte noire du bassin versant. Or, on peut penser que les têtes de bassins auraient fait l'objet de davantage d'études si l'on avait, dès le départ, mené une approche à différentes échelles emboîtées, en cherchant à identifier l'influence de ces petits systèmes sur le fonctionnement global du bassin versant, et en s'interrogeant sur la connectivité entre ces petits bassins versants et le reste du système fluvial.

Les résultats obtenus sur le bassin versant de la Seulles soulignent en effet le rôle majeur joué par la connectivité entre les têtes de bassins versants et le reste du réseau hydrographique. A l'amont du bassin de la Seulles, le caractère peu aquifère du Massif Armoricaire favorise une densité de drainage élevée. La majorité des cours d'eau d'ordre 1 ne présente pas d'écoulement pérenne. Cependant, à l'échelle annuelle, chacun d'entre eux est drainé à partir de la fin de l'automne et au cours de l'hiver. Ce réseau de drainage, même temporaire, permet donc la prise en charge des sédiments produits au cours du printemps et de l'été en période automnale et hivernale (fig.8.15a). Les réseaux de drainage anthropiques viennent également compléter le réseau de drainage naturel, en accentuant la connectivité au sein des bassins versant amont. L'intégration des réseaux routiers et de fossés a d'ailleurs montré, au cours de chapitres précédents, que le réseau de drainage naturel et anthropique permettait dans certains cas d'assurer le transfert du ruissellement érosif entre la quasi-totalité des parcelles agricoles et le réseau hydrographique (fig.8.15b). Ainsi, à l'échelle annuelle, les sédiments produits dans les bassins versants d'ordre 1 et 2 sont facilement et rapidement connectés au reste du système fluvial. En contexte armoricain, le rôle des têtes de bassin sur le fonctionnement global du bassin versant est fondamental.



Figure 8.15 : Remobilisation de sédiments lors du drainage hivernal des têtes de bassins en domaine armoricain (A), rôle du réseau routier sur la connexion des écoulements de surface au cours d'eau (B).

Les choses sont cependant très différentes en contexte sédimentaire dans lequel on souligne souvent les piégeages sédimentaires internes très importants, malgré des processus d'érosion intenses dans les petits vallons secs situés en amont des grands bassins versants. La densité de drainage est en effet bien moins élevée en contexte sédimentaire, ce qui accroît fortement les distances entre les zones de production des sédiments et le cours d'eau qui assure la fonction de transport. Ainsi, en domaine d'openfield, seuls les épisodes les plus forts sont susceptibles de provoquer des transferts sédimentaires en mesure d'atteindre le cours d'eau. Différentes études ont tenté d'évaluer les seuils nécessaires à la formation des crues turbides, uniques phénomènes qui, sur les plateaux du Pays de Caux, sont à même de permettre la connexion entre les processus d'érosion des sols sur les versants et le cours d'eau (Douvinet, 2008 ; Delahaye et Hauchard, 1998 ; Hauchard, 2001). Ces crues turbides peuvent se former à la suite de deux situations climatiques. Elles peuvent tout d'abord être la conséquence de longues pluies hivernales, après une décade totalisant un cumul pluviométrique d'au moins 90mm et associé à un cumul de précipitations le jour du déclenchement de la crue estimé à 15mm environ (Papy et

Douyer, 1988 ; Delahaye, 2002). Les processus de ruissellement touchent alors principalement les grands bassins versants d'une superficie supérieure à 100 Km². Cependant, la majorité des crues turbides se produisent lors d'épisodes orageux intenses. Ces dernières se forment alors sur de petits bassins versants d'une superficie inférieure à 40 Km², mais avec des cumuls pluviométriques très importants, estimés à 70 mm lors de l'épisode (Delahaye, 2002).

Ainsi, en contexte sédimentaire, la connexion des sédiments entre les vallons secs et le reste du réseau hydrographique se fait selon des seuils et des fréquences fondamentalement différents de ceux observés en contexte armoricain. En domaine sédimentaire, si les relations entre versants et fonds de vallées dans les vallons amont semblent très efficaces en terme de production sédimentaire, la connexion entre ces vallons et le reste du système fluvial est beaucoup plus difficile. La distance entre les têtes de vallons secs et le réseau hydrographique est beaucoup plus élevée que dans le Massif Armoricaire, ce qui augmente la probabilité de piégeages internes. En domaine armoricain, si les processus d'érosion semblent moins intenses qu'en domaine sédimentaire, le transfert des sédiments vers l'aval y est plus efficace. Ceci peut expliquer pourquoi en domaine sédimentaire, malgré des niveaux d'érosion parfois très élevés à l'échelle de la parcelle agricole, on observe des niveaux d'érosion spécifiques très faibles à l'échelle d'un bassin versant de plus de 100 Km². La connexion des têtes de bassins avec le reste du système fluvial est donc un facteur clé de la compréhension des dynamiques sédimentaires d'un bassin versant.

En Europe, plusieurs études, se sont attachées à analyser ces effets d'échelles au travers du concept de connectivité, notamment d'un point de vue biologique et physico-chimique (Smart et al, 2001 ; Hutchins, 1999 ; Pringle, 2003). Pourtant, d'un point de vue sédimentaire, les études menées à différentes échelles spatiales, seules capables de mettre en avant les effets d'échelles au sein des bassins versants, sont aujourd'hui peu nombreuses (Lawer, 1995).

2.2. A l'aval, une contribution issue principalement des stockages de fonds de vallées

Plus à l'aval, la contribution des têtes de bassins diminue au profit d'une contribution plus marquée du stock de fond de vallée. Cette observation est logique dans le sens où dans la zone de transfert de la Seulles, le nombre de bassins versants élémentaires se réduit fortement alors que les volumes de limons stockés dans les fonds de vallées augmentent fortement. La contribution des stockages de fonds de vallées n'est cependant pas uniforme d'amont en aval du bassin versant.

L'observation des puissances spécifiques au sein du bassin versant de la Seulles avait montré que seul l'amont du la zone de transfert de la Seulles, située en amont, sur le Massif Armoricaire disposait d'une puissance spécifique suffisante pour remobiliser ces stocks sédimentaires. La contribution des fonds de vallées dans la zone de transfert de la Seulles diminue en effet d'amont en aval passant de 15,6 g/m en amont de la station de mesure de Juvigny-sur-Seulles à 10,7 g/m entre cette dernière station et celle de Tierceville.

Il est cependant nécessaire de nuancer cette observation. En effet, les résultats montrent que la contribution des fonds de vallées reste élevée. Elle est estimée à 1 850 t entre les stations de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville, malgré des puissances spécifiques très faibles. Ce décalage peut s'expliquer tout d'abord par l'inadaptation des seuils définis par Brookes (1988). Il pourrait

être intéressant d'adapter ou de préciser les seuils de mobilité pour des cours d'eau du Nord-Ouest de la France. Dans le manuel de restauration hydro-morphologique (1998) des cours d'eau destiné aux Agences de l'Eau, Malavoi et al relativisent d'ailleurs ce seuil en précisant que « *des cours d'eau de faible énergie de 10 – 15 W/m² peuvent présenter une activité géodynamique relativement importante si leurs berges sont non ou peu cohésives et s'ils reçoivent de l'amont une certaine quantité d'alluvions grossières qui, par leur dépôt sous forme de bancs, activent les processus d'érosion en berge opposée* ». La Seulles ne remplit toutefois pas ces conditions. En effet, ses berges, principalement limoneuses, sont cohésives, et même si elle n'a pas été finement analysée, la charge solide grossière mobilisée lors des crues et susceptible de provenir de l'amont semble très réduite. La question de l'adaptation du seuil de 35 W/m² serait à analyser de manière plus approfondie au cours d'études ultérieures. Toutefois, la puissance spécifique n'apparaît pas comme le principal facteur explicatif des reculs de berges.

Cependant, tous les processus d'érosion de berges ne sont pas exclusivement liés à des dynamiques d'ajustements latéraux du cours d'eau. Ils pourraient donc s'avérer indépendants de la puissance spécifique du cours d'eau. En effet, les relevés de terrain réalisés afin d'estimer le niveau d'érosion des berges avaient donné lieu également à la réalisation d'un diagnostic environnemental destiné à faire ressortir les facteurs de contrôle des processus d'érosion de berges. Ce diagnostic avait mis en avant l'impact important de la dégradation des berges sur la zone de transfert de la Seulles sous l'effet du piétinement bovin qui se traduit par la présence d'abreuvoirs non aménagés et par la déstabilisation des berges qui peuvent céder par appel au vide (Douvinet, 2003 ; Lebrelllec, 2009 ; Szanto, 2011). L'impact des abreuvoirs non aménagés, nombreux sur la zone de transfert de la Seulles, est cependant difficile à estimer. Ils représentent un stock de sédiments fins qui pourrait être mobilisé par le cours d'eau. Cependant, en élargissant de quelques mètres à une dizaine de mètres le cours d'eau, ils favorisent dans le même temps des conditions de dépôts de par l'élargissement de la section mouillée du cours d'eau qu'ils engendrent. Leur impact est donc plus complexe qu'il n'y paraît à première vue, et nécessite des analyses plus poussées qui n'ont pu être menées dans le cadre de cette thèse. L'impact du piétinement des hauts de berges par les bovins peut, quant à lui, engendrer des entrées ponctuelles et massives de sédiments dans le chenal dans le cas de berges sous-cavées sous l'effet de l'appel au vide. Se pose alors la question de la mobilisation de ces stocks de sédiments qui restent cohésifs, une fois situés dans le chenal. Cette question n'a pas non plus été investiguée. Pour cela, il aurait été nécessaire de suivre sur plusieurs mois des blocs tombés dans le chenal de la Seulles. Lors des relevés d'érosion de berges, des observations ponctuelles menées sur les sites représentatifs de la zone de transfert de la Seulles semblent toutefois montrer une forte variabilité des situations en fonction du positionnement des effondrements de berges au sein du chenal et des champs de vitesse du cours d'eau. Les questionnaires évoquent également le rôle des rongeurs sur la stabilité des berges, mais ceci reste à confirmer dans le cadre d'études plus poussées. Enfin, il serait nécessaire de s'interroger aussi sur les effets de la ripisylve sur la stabilité des berges qui peuvent engendrer la formation d'une sinuosité responsable de processus d'érosion en berge opposée. Cette question est actuellement en cours d'investigation dans le cadre d'un mémoire de Master (Curcuchet, 2012).

En outre, les observations de terrain ont également mis en avant le rôle fondamental joué par l'alternance gel – dégel sur les berges limoneuses non submergées. La variation des températures provoque en effet le foisonnement de la berge favorisant la formation de particules limoneuses très fines qui peuvent ensuite être remobilisés par la Seulles en période

de crue. Or, sachant qu'une contribution de 1 850 t sur l'ensemble de la zone de transfert de la Seulles représente un recul d'environ 0,8 cm sur l'ensemble du linéaire de berge, et que les effets du gel s'appliquent également sur l'ensemble du linéaire, l'alternance gel – dégel apparaît comme un facteur explicatif majeur de la contribution des berges dans la zone de transfert de la Seulles.

C'est pourquoi, si la puissance spécifique joue un rôle indéniable à l'amont de la zone de transfert de la Seulles, elle est un paramètre insuffisant pour comprendre l'intensité des processus d'érosion des berges. En effet, dans un contexte où les reculs sont réduits, les facteurs climatiques tels que l'alternance gel – dégel peuvent être responsables de la majorité de l'érosion, les particules limoneuses produites étant facilement mobilisées lors des crues suivantes. Une puissance spécifique faible, si elle ne permet pas d'ajustements latéraux importants du système fluvial, ne garantit donc pas pour autant une absence totale de processus d'érosion latérale du chenal. Des études plus approfondies sur les seuils d'ajustements morphologiques en terme de puissances spécifiques seraient probablement à mener parallèlement.

2.3. La localisation des entrées sédimentaires et leur contribution respectives comme facteurs de contrôle de l'évolution du niveau d'érosion spécifique dans le bassin de la Seulles

Nous avons décrit jusqu'à présent les principaux sous-systèmes sédimentaires alimentant la charge solide du bassin versant de la Seulles, et expliqué comment chacune de ces sources est susceptible de contribuer à la charge solide du cours d'eau, puis être exportée du bassin versant. La très bonne connectivité entre les bassins versants élémentaires et la densité de drainage apparaissent comme des facteurs explicatifs forts de la contribution conséquente des bassins versants amont d'ordres 1 et 2, alors que la puissance spécifique et l'alternance gel – dégel semblent responsables d'une part importante de la contribution des stockages alluviaux. Mais, l'analyse distincte de chacun de ces sous-systèmes sédimentaires ne permet pas d'expliquer l'évolution réduite des niveaux d'érosion spécifiques d'amont en aval du bassin versant de la Seulles. Pour cela, il est nécessaire d'intégrer à la réflexion la dimension spatiale en localisant la contribution de chacune des entrées sédimentaires au sein du bassin versant.

De l'échelle des sous-bassins versants à l'échelle globale, on observe dans le cas du bassin versant de la Seulles une réduction faible des niveaux d'érosion spécifiques. Ces niveaux passent ainsi de 24 t/km²/an à l'échelle du bassin versant de la Petite Seuline (15 km) à 22 t/km²/an pour le Massif Armoricaire (135 km²) puis à 18 t/km²/an à l'échelle globale du bassin versant sur la période Mai 2009 – Avril 2010. Cette réduction des niveaux d'érosion spécifiques en fonction de la superficie du bassin versant est cohérente avec ce qui a été globalement constaté pour les bassins versants d'une superficie comparable à celle de la Seulles situés en contexte atlantique (Vanmaerke *et al*, 2011). On observe donc un effet d'échelle où le niveau d'érosion spécifique estimé est fonction de la taille du bassin versant. On peut cependant s'interroger sur les raisons de la faible réduction des niveaux d'érosion spécifiques.

Nous avons montré jusqu'à présent que les dépôts de chenaux et l'alimentation de la plaine alluviale étaient négligeables dans le bassin versant de la Seulles. Tout sédiment mobilisé une première fois par le cours d'eau est donc exporté du bassin versant à l'échelle annuelle. La

diminution du niveau d'érosion spécifique dans le bassin versant ne provient pas d'un piégeage interne des sédiments dans le bassin versant.

Les bassins versants élémentaires et les stockages alluviaux situés dans les zones de transfert de la Seules ont été identifiés comme les principales sources sédimentaires et contribuent dans des proportions équivalentes. La faible diminution du niveau d'érosion spécifique s'explique par l'organisation spatiale des entrées en sédiments dans le bassin versant. A l'amont, compte tenu de la densité de drainage élevée et des dépôts de fonds de vallée peu développés, les têtes de bassins représentent la principale source sédimentaire. Plus à l'aval, avec la réduction de la densité de drainage et l'accroissement du stock de sédiments localisé dans la plaine alluviale, la contribution de la zone de transfert de la Seules augmente alors que la contribution des têtes de bassins se réduit. Plus à l'aval, la poursuite de la réduction du niveau d'érosion spécifique observée entre les stations de Juvigny-sur-Seules et de Tierceville ($18 \text{ t/km}^2/\text{an}$) peut s'expliquer ensuite par l'absence de bassins versants latéraux. La contribution des têtes de vallon devient alors nulle.

Ainsi, l'absence de variation du niveau d'érosion spécifique d'amont en aval du bassin ne signifie pas nécessairement que la même source sédimentaire contribue de manière équivalente sur l'ensemble du bassin versant. Elle indique plutôt la contribution en sédiments est équivalente d'amont en aval du bassin versant. Cette contribution peut cependant résulter de sous-systèmes sédimentaires distincts agissant dans différents compartiments de l'hydrosystème. C'est pourquoi, comprendre l'évolution des niveaux d'érosion spécifiques d'une échelle d'observation à une autre revient à analyser la combinaison entre la contribution de chacune des entrées sédimentaires et leur positionnement dans le bassin versant. Dès lors, des bassins versants de taille et de contextes climatique et lithologique similaires peuvent donc présenter une évolution amont/aval des niveaux d'érosion spécifiques différente selon la localisation des entrées sédimentaires dans le bassin versant. Ceci rend difficile l'identification des relations entre le niveau d'érosion spécifique et la taille du bassin versant.

Ainsi, la taille n'est pas nécessairement le seul facteur responsable de l'évolution des niveaux d'érosion spécifiques observés sur le bassin versant de la Seules. Cette réduction est également la conséquence de la localisation des entrées sédimentaires dans le bassin versant et de leur contribution respective. D'où l'intérêt de développer une approche intégrée des transferts sédimentaires, visant à interroger l'ensemble des compartiments de l'hydrosystème à différentes échelles spatiales. En effet, seul ce type d'approche permet d'identifier l'ensemble des sous-systèmes sédimentaires fonctionnels, de déterminer leur échelle de fonctionnement et donc de comprendre la complexité des dynamiques sédimentaires internes d'un bassin versant.

A plus large échelle, la relation entre superficie du bassin versant et réduction du niveau d'érosion spécifique semble plus marquée (Vanmaercke *et al*, 2011). Ceci s'explique sans doute par un effet intégrateur beaucoup plus fort des grands organismes fluviaux. En effet, plus le bassin versant est grand, plus on observe un ralentissement de la dynamique et moins les processus d'érosion de berge sont efficaces. La probabilité de piégeage des sédiments dans le bassin versant prend alors toute son importance.

Conclusion du chapitre 8

La confrontation de l'ensemble des données obtenues au cours des deux chapitres précédents a permis de valider la cohérence de chacune des observations menées lors de ces chapitres, et de proposer des gammes de contribution de chacune des entrées sédimentaires dans le bassin versant de la Seulles. La réalisation d'un budget sédimentaire à l'échelle du bassin versant de la Seulles permet tout d'abord d'identifier **deux principales zones fonctionnelles qui contribuent de manière sensiblement identique** à la charge solide de la Seulles : les bassins versants élémentaires à l'amont puis, plus à l'aval, les stockages alluviaux.

Les résultats observés sur le bassin versant de la Seulles montrent qu'aujourd'hui, **une part importante des flux sédimentaires exportés du bassin versant de la Seulles correspond à la remobilisation de stocks sédimentaires hérités** puisque près de la moitié des transferts sédimentaires actuels sont le fruit du déstockage de sédiments issus de processus érosifs anciens. Plus que la puissance spécifique, l'alternance gel – dégel semble jouer un rôle majeur sur l'intensité des reculs. Les processus érosifs actuels contribuent pour la moitié restante des transferts sédimentaires. Ils ne touchent cependant pas le bassin versant de manière uniforme. Le budget sédimentaire montre que **c'est depuis les zones d'initiation du réseau hydrographique que proviennent presque exclusivement les sédiments aujourd'hui érodés du bassin versant**, la contribution à proprement parler des versants n'étant estimée qu'à quelques pourcents environ des transferts sédimentaires globaux du bassin versant. Les zones d'initiation du réseau hydrographique dans les bassins versants amont semblent être fondamentales en terme de gestion des transferts dans un bassin versant.

Plusieurs facteurs explicatifs ont été avancés pour expliquer ces contributions. La production sédimentaire dans les bassins versants élémentaires peut s'expliquer par une densité de drainage importante, liée au caractère peu aquifère du Massif Armoricaire, favorisant une très bonne connectivité des transferts sédimentaires entre les têtes de bassins versants et le reste du système fluvial. La contribution des stockages alluviaux semble s'expliquer en contexte armoricain par des puissances spécifiques susceptibles d'engendrer des ajustements latéraux. Plus en aval, c'est davantage l'alternance gel – dégel qui s'avère responsable de la production de particules limoneuses facilement mobilisables par le cours d'eau en période de crues.

Le niveau d'érosion spécifique se réduit progressivement d'amont en aval du bassin versant. On observe ainsi un effet d'échelle lié à la taille du bassin. Cependant, il est important de préciser que l'évolution du niveau d'érosion spécifique est aussi fonction de l'organisation dans l'espace de chacune des sources sédimentaires (zones d'initiation du réseau hydrographique d'une part et dépôts de fonds de vallées d'autre part) dans le bassin versant et de leur contribution respective.

QUATRIEME PARTIE

Mise en perspective temporelle des transferts sédimentaires actuels

Chapitre 9 – Identification des dynamiques sédimentaires Holocène du bassin versant de la Seulles.....p 269

Chapitre 10 – Perspective d'évolution des flux de MES dans le bassin versant de la Seullesp 311



Chapitre 9

Identification des dynamiques sédimentaires

Holocène du bassin versant de la Seulles

1. *Analyse chrono-stratigraphique des stocks de fonds de vallées.....p 271*
2. *Evaluation du niveau d'érosion des sols et du colluvionnement..... p 288*

Introduction

Nous avons mis en évidence le fait que les sédiments actuellement exportés du bassin versant de la Seulles proviennent de processus d'érosion dans les têtes de bassins versants et d'une dynamique de déstockage généralisée des dépôts de fonds de vallées. Toutefois, les principales zones fonctionnelles du système fluvial ainsi que leurs contributions respectives sont susceptibles d'évoluer dans le temps. Afin d'apprécier les dynamiques sédimentaires qui animent le bassin de la Seulles aujourd'hui, il s'avère utile d'apporter une profondeur temporelle à la réflexion en confrontant les résultats obtenus jusqu'à présent aux dynamiques sédimentaires du bassin versant observées à un pas de temps plus long, dans une ambiance bioclimatique similaire. Les stocks de fonds de vallées ayant été estimés précédemment, il nous a paru intéressant, à titre rétrospectif, de nous interroger sur les dynamiques sédimentaires Holocène dans le bassin versant de la Seulles. Au cours de ce chapitre, nous avons cherché à répondre à deux questions :

- **Quelles ont été les dynamiques sédimentaires dans le bassin versant de la Seulles au cours de l'Holocène ?** Répondre à cette question revient à identifier les sources, les stocks et les exportations en sédiments au cours de l'Holocène.
- **Quelles sont les conséquences des dynamiques sédimentaires passées sur le fonctionnement actuel de la Seulles ?** L'objectif est de définir si les dynamiques sédimentaires actuelles sont inhérentes ou non à des processus d'érosion et de dépôt mis en place au cours de l'Holocène.

Afin de répondre à ces interrogations, l'objet de ce chapitre est de réaliser un budget sédimentaire Holocène pour le bassin versant de la Seulles, ce qui revient à évaluer les processus d'érosion anciens sur les versants et à estimer les dépôts internes au bassin versant, qu'ils soient colluviaux, alluviaux et / ou colluvio-alluviaux.

Ce chapitre est organisé en deux temps. Le volume et la masse des stocks de fonds de vallées ayant déjà été estimés, le chapitre s'attache tout d'abord à reconstituer la chronologie des dépôts. Puis, à titre exploratoire, nous avons cherché à obtenir un ordre de grandeur de la masse de sédiments érodés et/ou déposés sur les versants afin d'apprécier la part des sédiments arrachés par l'érosion des sols au cours de l'Holocène, mais qui résident toujours dans le bassin. L'ensemble des résultats obtenus sera discuté en comparaison avec les observations réalisées sur les quelques bassins de l'ouest de l'Europe étudiés, mais également au regard des dynamiques sédimentaires actuelles du cours d'eau.

1. Analyse chrono-stratigraphique des stocks de fonds de vallées

1.1. Préambule

L'analyse des remplissages sédimentaires de fonds de vallées permet d'acquérir plusieurs informations importantes quant aux dynamiques passées du système fluvial. L'évaluation du volume et de la masse de ces dépôts permet de quantifier les stocks sédimentaires qui n'ont pas été exportés du bassin versant de la Seulles. Il est alors possible d'estimer a *minima* l'intensité de l'érosion des sols sur les versants.

Les 40 transects en travers des fonds de vallées ont permis d'évaluer le volume total de sédiments holocènes stockés à 45.10^6 m^3 (chapitre 7). Principalement localisés dans les fonds de vallées de la Seulles, de la Thue et de la Mue, ils correspondent à une masse qui a été évaluée à 36.10^6 t le long de la Seulles. Dans les bassins versants de la Thue et de la Mue, elle est de l'ordre de 15.10^6 t . La masse globale de sédiments holocènes stockés dans les fonds de vallées du bassin versant de la Seulles a donc été estimée à 51.10^6 t .

Les remplissages constitutifs de la plaine alluviale ont été jusqu'à présent analysés en terme de stocks sédimentaires. Cependant, ils permettent également de s'interroger sur l'évolution des dynamiques sédimentaires internes au système fluvial au cours des 10 derniers millénaires (Brown et al, 2010). Ce type d'analyse considère les stocks de fonds de vallées comme des archives sédimentaires susceptibles de révéler des phases d'accélération ou de ralentissement de la sédimentation dans la plaine d'inondation, et des mutations ou des métamorphoses du système fluvial. C'est cette analyse que nous allons conduire dans ce chapitre.

Afin d'identifier ces évolutions, nous avons mené une étude chrono-stratigraphique de ces dépôts qui a permis de déterminer deux types de remplissages. Le premier semble représentatif du domaine armoricain, au moins à l'échelle régionale (Lespez, 2012). On le retrouve le long de la Seulles, et il se caractérise par deux unités sédimentaires (C + D, Cf. Chap.7, 1.1.2) qui correspondent à un épais remplissage limoneux observé depuis les extrémités amont du bassin versant (fig.9.3). Le second, caractéristique des bassins versants de la Thue et de la Mue, est marqué par la formation d'une épaisse sédimentation carbonatée et organique (C ; Cf. Chap.7, 1.1.2), recouverte seulement par une unité limoneuse épaisse de 1 à 2 mètres (D) (Lespez et al, 2005 ; 2008a).

La chronologie de ces dépôts de fonds de vallées a été déterminée à partir d'un ensemble de 39 datations au carbone 14 (C^{14}), réalisées sur des échantillons de matière organique prélevés sur l'ensemble du bassin versant de la Seulles (fig.9.2). Ces datations ont été effectuées au laboratoire d'Erlangen de l'université Friedrich-Alexander de Nürnberg. Le long de la Seulles, la chrono-stratigraphie est établie à l'aide de 19 dates réparties dans l'ensemble des unités sédimentaires identifiées et en différents points de la plaine alluviale. En contexte sédimentaire, la réflexion est menée sur la base des résultats obtenus sur le bassin versant de la Mue dont la chrono-stratigraphie a été décrite par L. Lespez et al (2005 ; 2008a). La chronologie utilisée pour décrire les datations est présentée en figure 9.1 (Clet-Pellerin in Lespez (Ed.), 2011).

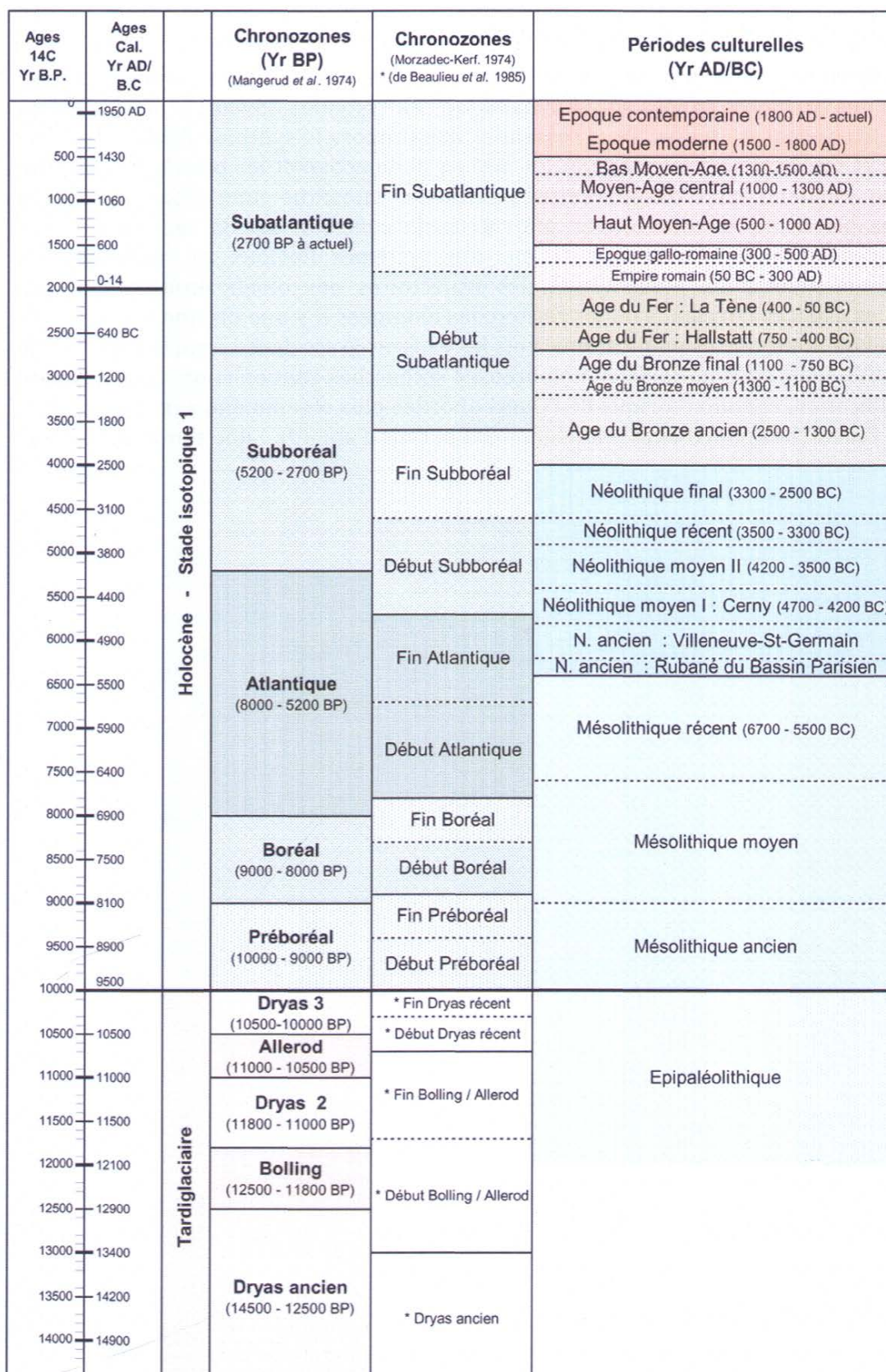


Figure 9.1 : Le cadre chronologique en Basse-Normandie
(Clet-Pellerin in Lespez (Ed.), 2011)

Localisation	Sondage	Code Laboratoire	Profondeur (m)	Type de MC datée	Méthode	Age ¹⁴ C BP	2 Sigma calibrated calendar age (BC - AD)	Chronozones (Mangin et al. 1974)	Période culturelle	Source
Le long de la Seuilles	C1	Erl-11286	1,82	limons organiques	AMS	3813 ± 46	2459 BC - 2138 BC	Subboréal	Age du Bronze ancien	Lespez et al. 2008b
	C1	Erl-11287	2,69	charbon	AMS	2658 ± 37	896 BC - 792 BC	Subatlantique	Age du Bronze final	
	C1	Erl-11288	3,81	bois	AMS	3042 ± 42	1414 BC - 1133 BC	Subboréal	Age du Bronze moyen	
	C1	Erl-11289	4,90	limons organiques	AMS	3272 ± 75	1738 BC - 1413 BC	Subboréal	Age du Bronze ancien	
	C1	Erl-11290	6,78	bois	AMS	6006 ± 45	5009 BC - 4787 BC	Subboréal	Néolithique ancien	
	C1	Erl-11291	7,75	limons organiques	AMS	5253 ± 52	4233 BC - 3971 BC	fin Atlant. / déb Sub.	Néolithique moyen	
	CP1	Erl-8787	2,55-3,00	limons organiques	AMS	2262 ± 41	399 BC - 205 BC	Subatlantique	Age du Fer, La Tène	
	CP1	Erl-8787	3,50-3,80	limons tourbeux	AMS	1361 ± 39	605 BC - 767 BC	Subatlantique	Age du Fer, Hallstatt	
	S4	Erl-14689	1,19	limons organiques	AMS	691 ± 34	1263 AD - 1389 AD	Subatlantique	Moyen-Age central	
	S4	Erl-14692	2,80	limons organiques	AMS	5249 ± 38	4228 BC - 3972 BC	Subboréal	Néolithique moyen II	
Bassin de la Mue	C1	Erl-13394	2,41	bois	AMS	6028 ± 55	5195 BC - 4786 BC	Atlantique	Néolithique ancien	Lespez et al. 2008a
	C1	Erl-13395	2,92	graine	AMS	7863 ± 62	7030 BC - 6593 BC	Atlantique	Mésolithique moyen	
	C2	Erl-13396	2,05	limons organiques	AMS	736 ± 124	1036 AD - 1418 AD	Subatlantique	Moyen-Age central	
	C1	Erl-13392	1,40	bois	AMS	639 ± 40	1282 AD - 1398 AD	Atlantique	Bas Moyen-Age	
	C1	Erl-13393	1,81	bois	AMS	2693 ± 45	924 BC - 796 BC	Subboréal	Age du Bronze final	
	C7	Erl-14690	1,38	bois	AMS	53 ± 34	1692 AD - 1919 AD	Subatlantique	Epoque Moderne	
	C7	Erl-14691	1,92	limons organiques	AMS	67 ± 33	1691 AD - 1924 AD	Subatlantique	Epoque Moderne	
	C1	Erl-14687	1,83	limons organiques	AMS	1546 ± 31	427 AD - 582 AD	Subatlantique	Haut Moyen-Age	
	C1	Erl-14688	1,99	limons organiques	AMS	1517 ± 36	431 AD - 616 AD	Subatlantique	Haut Moyen-Age	
	S1	Gif-10835	0,75	sédiments	Conventionnelle	1310 ± 50	640 AD - 870 AD	Subatlantique	Haut Moyen-Age	
Bassin de la Mue	S1	Gif-10836	1,50	sédiments	Conventionnelle	2420 ± 60	760 BC - 390 BC	Subatlantique	Age du Fer, Hallstatt	Lespez et al. 2008a
	S3	Gif-11716	3,17-3,28	limons tourbeux	Conventionnelle	4535 ± 60	3496 BC - 3026 BC	Subboréal	Néolithique récent	
	S3	Gif-11714	1,90-1,98	limons tourbeux	Conventionnelle	3300 ± 40	1686 BC - 1462 BC	Subboréal	Age du Bronze ancien	
	Thaon	Erl-6604	7,20-7,30	sédiments	AMS	9214 ± 68	8607 BC - 8287 BC	Préboréal	Mésolithique moyen	
	Thaon	Erl-6605	1,79-1,89	sédiments	AMS	5220 ± 69	4243 BC - 3806 BC	Deb. Subboréal	Néolithique moyen II	
	FH11	Gif-11175	2,47-2,65	limons organiques	Conventionnelle	7740 ± 80	6976 BC - 6423 BC	Atlantique	Mésolithique récent	
	FH14	Gif-11711	2,40-2,50	limons organiques	Conventionnelle	3245 ± 40	1675 BC - 1429 BC	Subboréal	Age du Bronze ancien	
	FH25	Gif-11713	2,90-3,00	limons organiques	Conventionnelle	5030 ± 65	3962 BC - 3669 BC	Subboréal	Néolithique moyen II	
	FH	Gif-11864	7,71-7,75	tourbe	Conventionnelle	4475 ± 40	3351 BC - 2942 BC	Subboréal	Néolithique final	
	FH	Gif-11868	5,05-5,10	tourbe	Conventionnelle	3150 ± 45	1518 BC - 1316 BC	Subboréal	Age du Bronze ancien	
Bassin de la Mue	FH	Gif-11867	3,96-4,01	tourbe	Conventionnelle	2420 ± 40	762 BC - 398 BC	Subatlantique	Age du Fer, Hallstatt	Lespez et al. 2008a
	FH	Gif-11865	1,45-1,52	tourbe	Conventionnelle	1500 ± 45	436 AD - 643 AD	Subatlantique	Haut Moyen-Age	
	Revers	Erl-6608	11,24-11,30	limons organiques	AMS	7715 ± 66	6651 BC - 6438 BC	Atlantique	Néolithique ancien	
	Revers	Erl-6607	8,45-8,53	limons organiques	AMS	5989 ± 50	4996 BC - 4726 BC	Atlantique	Néolithique ancien	
	Revers	Erl-6606	6,75-6,80	charbon	AMS	5315 ± 45	4317 BC - 3999 BC	Atlantique	Néolithique moyen II	
	Cairon	Erl-6606	1,98-2,02	limons organiques	AMS	8102 ± 58	7321 BC - 6829 BC	Boréal	Mésolithique moyen	
	Cairon	Erl-6606	1,78-1,81	tourbe	AMS	6695 ± 49	5713 BC - 5487 BC	Atlantique	Mésolithique récent	
	Cairon	Erl-6606	1,56-1,59	tourbe	AMS	6242 ± 49	5316 BC - 5059 BC	Atlantique	Néolithique ancien	
	Cairon	Erl-6606	0,78-0,82	tourbe	AMS	5108 ± 47	4033 BC - 3791 BC	Subboréal	Néolithique moyen II	
	Cairon	Erl-6606	0,78-0,82	tourbe	AMS	5108 ± 47	4033 BC - 3791 BC	Subboréal	Néolithique moyen II	

n.p. = non précisé

Figure 9.2 : Informations relatives aux échantillons datés par radiocarbone

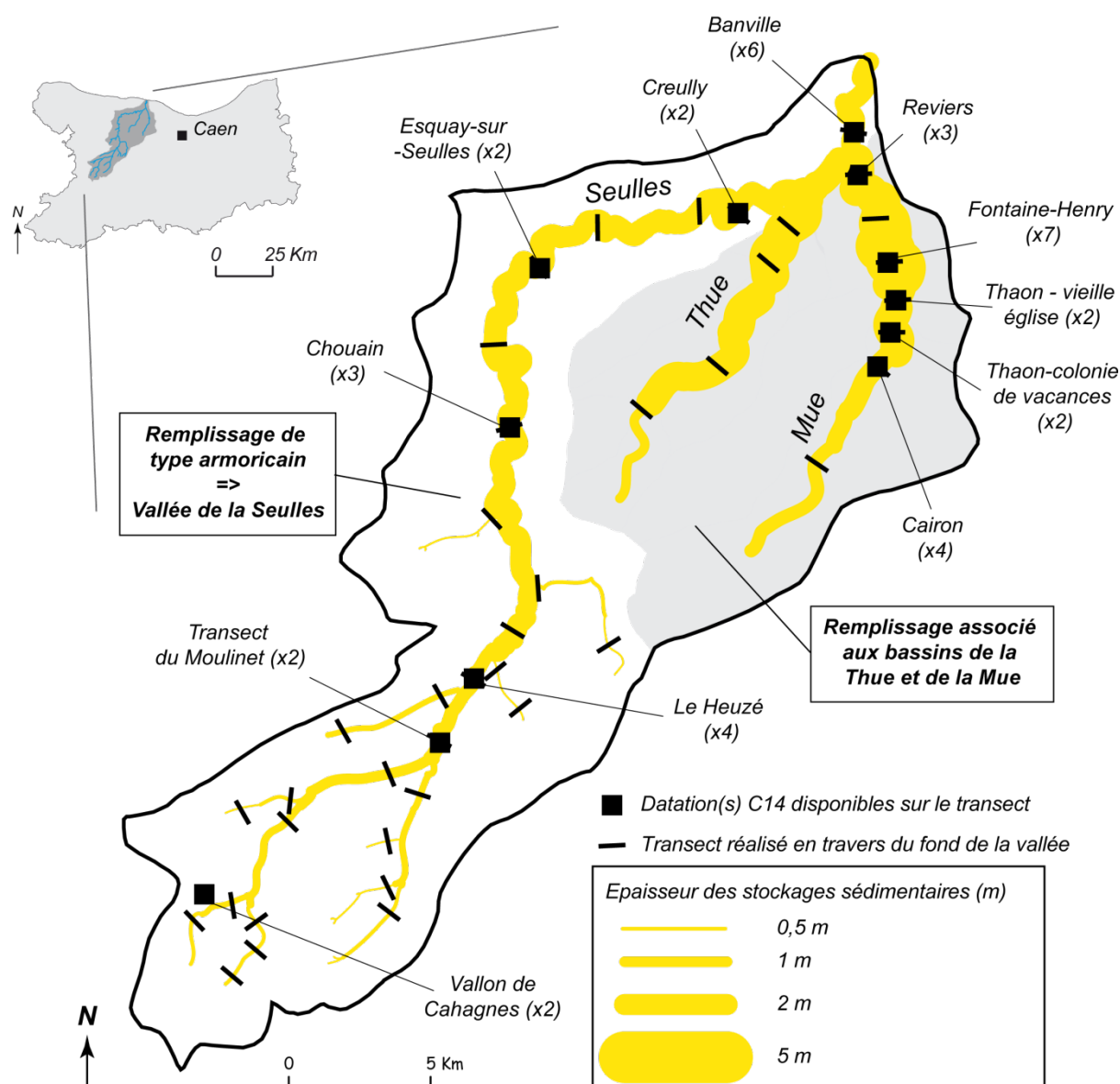


Figure 9.3 : Localisation des transects sur lesquels des datations C₁₄ sont disponibles.

1.2. Chrono-stratigraphie holocène des dépôts de fonds de vallées et évolution des taux de sédimentation dans la plaine alluviale

1.2.1. Le long de la Seulles

A la base du profil (fig.9.4A), le substrat schisteux a été fortement incisé dans l'axe actuel de la vallée au cours du Pléistocène, du fait d'un important abaissement du niveau de la mer, comme cela a pu être observé sur des organismes fluviaux plus importants tels que l'Orne (Clet-Pellerin et al, 1977). Une sédimentation grossière est venue ensuite remblayer le fond de la vallée. D'une épaisseur importante, supérieure au mètre, ces dépôts grossiers constituent la grave de fond de la Seulles. Ils témoignent d'écoulements très actifs également attribués au Pléistocène (Lespez, 2012). Ces dépôts ont ensuite été remaniés durant toute la première partie de l'Holocène, à partir du Pré-boréal (9 500 – 8 100 av. J.-C.). La base de la stratigraphie atteste donc d'écoulements actifs, peu ou mal chenalisés, qui remanient au moins partiellement la charge grossière héritée de la dernière période froide.

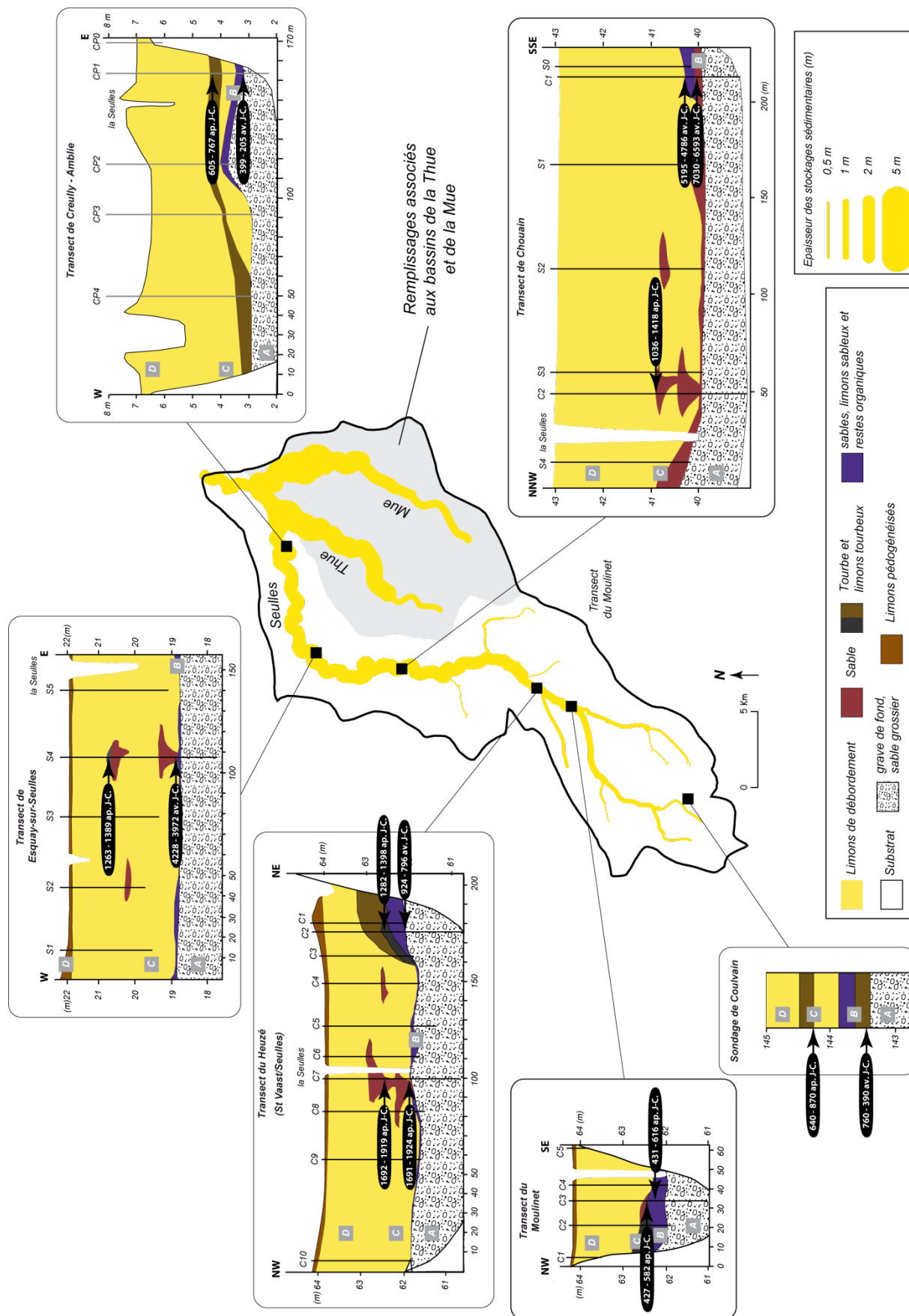


Figure 9.4 : Localisation et caractéristiques des datations acquises en contexte armoricain et sur la zone de transfert de la Seulles

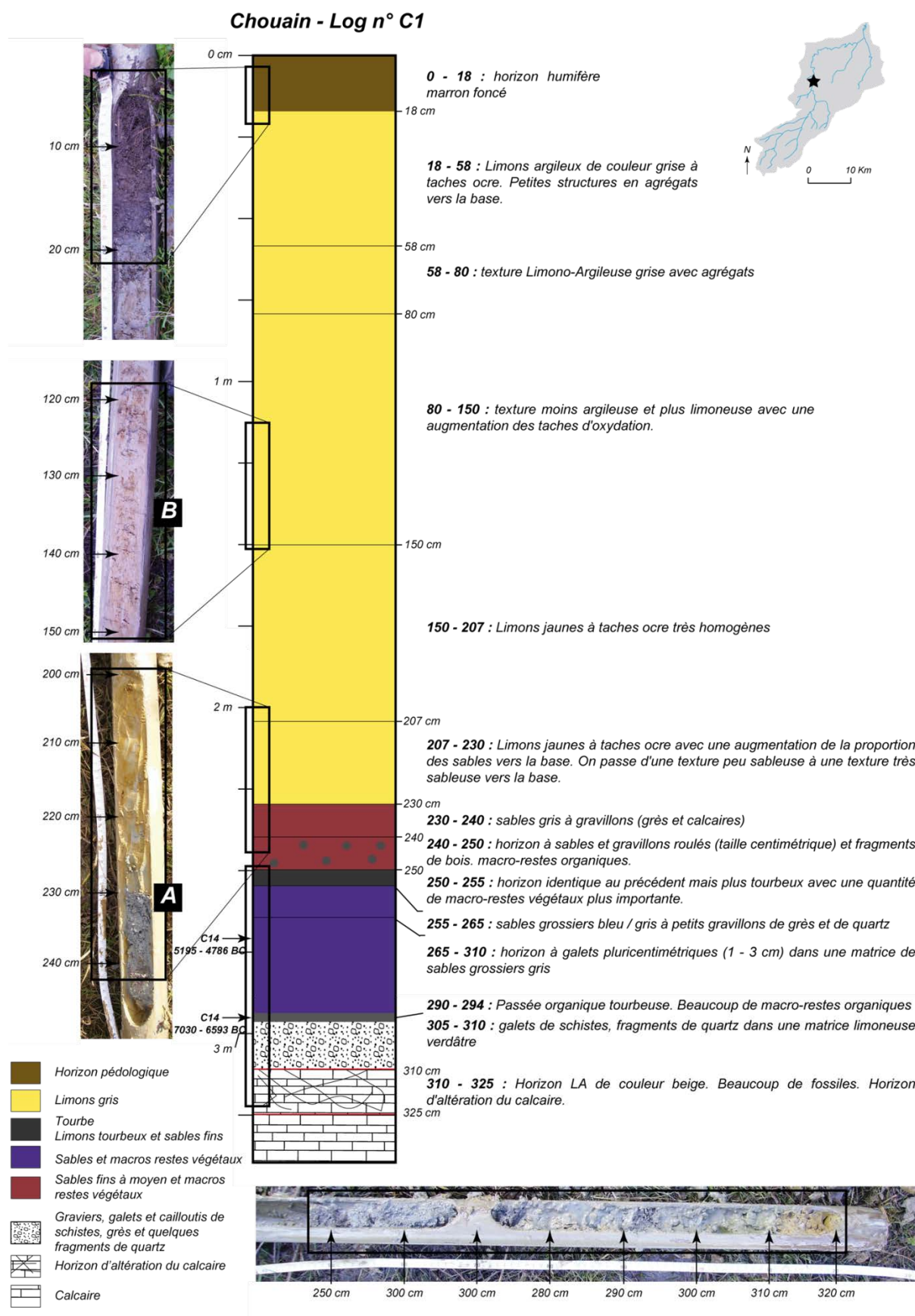


Figure 9.5 : Description stratigraphique du log C1 dans le transect de Chouain, dans la vallée de la Seulles.

On observe ensuite une réduction progressive de la granulométrie des sédiments qui passe de galets pluricentimétriques à une sédimentation sablo-graveleuse peu épaisse (fig.9.4B ; 9.5A). Elle comporte une proportion importante de débris organiques sous la forme de lentilles tourbeuses, de morceaux de bois ou de brindilles. La réduction progressive du calibre des sédiments indique une réduction de la capacité de transport du cours d'eau qui n'a probablement plus la possibilité de remanier les dépôts grossiers antérieurs. Par conséquent, des écoulements vraisemblablement anastomosés se développent au sein d'un fond de vallée toujours très végétalisé. Les dates obtenues sur les débris organiques situés au sommet de la sédimentation grossière indiquent que ces dynamiques perdurent au cours d'une bonne partie de l'Holocène et attestent d'une grande stabilité du système fluvial qui se maintient jusqu'à la fin de l'Âge du Bronze, au Subboréal. Tout au long de cette période, l'aggradation de la plaine alluviale est faible. Elle a été évaluée à 0,01 mm/an, soit un taux d'érosion spécifique de 0,5 t/km²/an (fig.9.6 ; 9.9). La très faible sédimentation au sein de la plaine alluviale explique sans doute la grande variabilité des dates obtenues au sommet de la sédimentation grossière. Sur les transects d'Esquay-sur-Seulles et de Chouain, ce sont des fragments végétaux anciens qui ont été datés du Néolithique alors que sur les transects de Coulvain, du Heuzé et de Creully, les datations obtenues sont beaucoup plus récentes et évaluent que les échantillons prélevés comme remontant au début de l'âge du Fer.

Au sommet de cette sédimentation assez grossière et très organique, on observe une mutation profonde des remplissages sédimentaires. Ils se caractérisent par des formations de limons de débordement généralement épaisses de plus de 2 m (fig.9.5B). Les zones humides disparaissent alors d'une grande partie du fond de la vallée et ne subsistent que sur les marges latérales. Trois datations localisées à l'amont (Coulvain), en position intermédiaire dans le bassin versant (Le Heuzé) et à l'aval de la zone de transfert de la Seulles (Creully) permettent d'estimer le début de cette sédimentation limoneuse dans un intervalle compris entre 924 et 205 BC et montrent le caractère généralisé du changement de dynamique sédimentaire du système fluvial. Le début de l'âge du Fer, à la fin du Subboréal, apparaît donc comme une période charnière dans l'évolution des dynamiques sédimentaires de la Seulles, ce qui a également été observé à la Hague, dans un contexte similaire (Lespez et al, 2003 ; Lespez et al, 2004). Ce déclenchement ne semble toutefois pas être synchrone sur l'ensemble du bassin versant. Il paraît en effet plus tardif sur l'aval du bassin puisque sur le transect de Creully, le début de la sédimentation limoneuse a été daté entre 399 et 205 av. J-C. alors que plus en amont, il a été daté entre 924 et 796 av. J-C. au Heuzé et entre 760 et 390 av. J-C. au niveau de Coulvain.

Dès la mise en place de la sédimentation limoneuse, le cours d'eau semble davantage chenalisé au sein de la plaine alluviale. Cependant, ce dernier reste marqué dans un premier temps par une certaine instabilité comme en témoignent les nombreuses lentilles sablo-graveleuses observées dans la première moitié colmatage limoneux. Elles sont observées sur les transects du Heuzé, de Chouain et d'Esquay-sur-Seulles et attestent de fréquentes défluviations (fig.9.4C). Cette première phase de l'atterrissement limoneux perdure jusque 500 à 1 000 ap. J-C., mais ponctuellement, le maintien d'une mobilité du chenal a été observé jusque 1 200 à 1 500 ap. J-C. sur les transects du Heuzé et d'Esquay-sur-Seulles. Durant cette période l'aggradation des fonds de vallées s'accroît très fortement. Le taux d'aggradation de la plaine alluviale passe alors à 0,45 mm/an et le taux d'érosion spécifique atteint une valeur de 23,6 t/km²/an, ce qui montre le caractère assez brutal de la sédimentation limoneuse (fig.9.6).

La sédimentation limoneuse se poursuit et s'amplifie alors que la disparition des bras morts végétalisés et des dépôts de chenaux sablo-graveleux vers le sommet du remplissage alluvial attestent d'une stabilité du chenal (fig.9.4D). Au cours de cette période, les taux de sédimentation sont de nouveau multipliés par 3 et atteignent leur maximum, estimé à 73 t/km²/an (fig.9.6 ; 9.9).

En domaine armoricain et dans la vallée de la Seulles

<i>Phase de sédimentation</i>	<i>Volume (10⁶ m³)</i>	<i>Tx d'aggradation (mm.an⁻¹)</i>	<i>Masse des alluvions (10⁶ t)</i>	<i>Tx d'érosion spécifique (t.km⁻².an⁻¹)</i>
Phase 1 : 9 500 - 500 av. J-C.	1,6	0,01	1,3	0,5
Phase 2 : 500 BC - 800 ap. J-C.	9	0,45	8,7	23,6
Phase 3 : 800 p. J-C. - présent	22,3	1,22	26,3	77,2

Figure 9.6 : Taux de sédimentation et de dégradation spécifique en contexte armoricain et sur la zone de transfert de la Seulles.

1.2.2. Dans les bassins de la Thue et de la Mue

Les remplissages sédimentaires de fonds de vallées de la Thue et de la Mue diffèrent dans un premier temps sensiblement de ce qui a été observé le long de la Seulles. Une chronologie de ces dépôts a été proposée sur le bassin versant de la Mue par L. Lespez et al (2005 ; 2008) qui ont identifié trois principales phases successives de sédimentation (fig.9.7). Les auteurs montrent qu'après une tendance à l'incision au cours du Pré-boréal et le dépôt de graviers, de sables et de limons sableux, on observe au cours du Boréal la formation d'un colmatage limoneux qui vient recouvrir la sédimentation grossière établie dans le fonds de la vallée. Ces dépôts proviennent de l'érosion des loëss sur les versants rendue possible par une reconquête incomplète des versants par la végétation (Lespez et al, 2005). Ces limons, déposés lors du débordement du cours d'eau dans la plaine d'inondation, témoignent de la chenalisation du cours d'eau qui présente probablement un style fluvial à méandres. Le bassin versant est correctement drainé avec un continuum amont – aval bien établi. Le début de l'Atlantique (6 900 – 5 500 av. J-C.) marque l'apparition d'une sédimentation carbonatée qui va engendrer de fortes discontinuités longitudinales. Ceci traduit une évolution du système fluvial avec une réduction des limons de débordements au profit de la charge dissoute qui devient prédominante (Lespez et al, 2008). Ce changement est lié à la stabilisation des versants qui sont intégralement boisés, ce qui limite les apports limoneux issus de l'érosion des sols (Pastre et al, 2001), ainsi qu'à l'activation de nombreuses sources de versants ou de bas de pentes qui favorisent la dissolution puis l'export d'un volume important de carbonates issus des aquifères du Bathonien.

La précipitation des carbonates favorise la formation d'une sédimentation tufacée, souvent interrompue par une sédimentation organique qui se met alors en place dans le fond de la vallée. Le barrage de tuf de Thaon est le premier à barrer l'ensemble de la vallée. Il est suivi par la formation de celui de Reviers qui vient accroître la discontinuité longitudinale du système fluvial (Lespez et al, 2008). Le pic de la sédimentation carbonatée est enregistré à la fin de l'Atlantique ou au début du Subboréal, comme cela a pu être observé dans le nord-ouest de

l'Europe (Goudies et al, 1993 ; Pedley et al, 2000). La sédimentation carbonatée se ralentit ensuite jusqu'au milieu du Subboréal, vers 4 000 av. J-C. Au cours de cette première phase de sédimentation (9 400 – 4 000 av. J-C.), les taux d'aggradation de la plaine alluviale sont faibles, inférieurs à 0,1 mm/an, ce qui représente un taux d'érosion spécifique de 3,5 t.km⁻².an⁻¹ (fig.9.8).

A la suite de la formation d'édifices tufacés en travers des fonds de vallées, et à la faveur d'une augmentation importante du niveau des nappes phréatiques, se développe à compter de la fin de l'Atlantique ou du début du Subboréal une sédimentation organique ou limono-organique importante. Elle se poursuit et se généralise sur l'ensemble des fonds de vallées au cours du Subboréal (Lespez et al, 2005 ; 2008). Le taux d'aggradation de la plaine alluviale s'accélère. Il est multiplié par 3 et passe à environ 0,3 mm.an⁻¹. Toutefois, la sédimentation détritique au sein des dépôts authigènes ne représente qu'une part très réduite de la sédimentation. En effet, malgré une aggradation importante de la plaine alluviale, les taux d'érosion spécifiques restent faibles. Ils ont été estimés à 5,1 t/km²/an et n'évoluent guère comparés au début de la période Holocène.

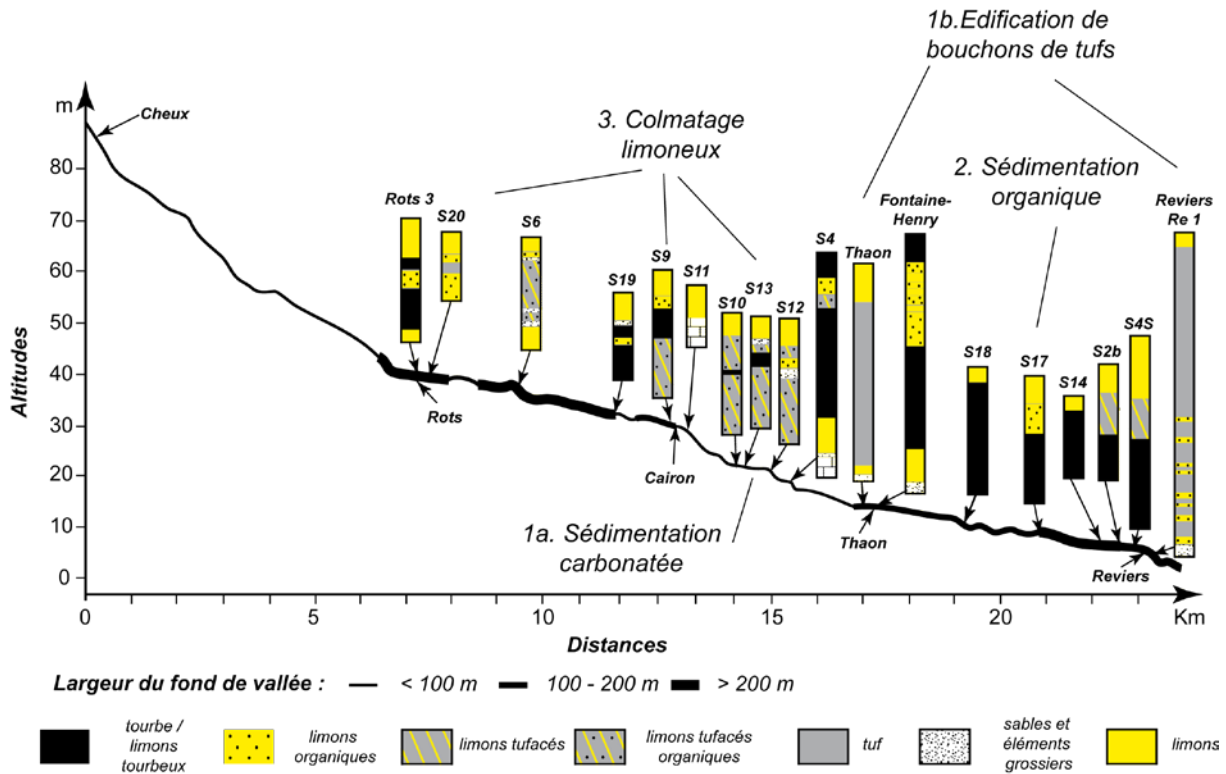


Figure 9.7 : Remplissages alluviaux du bassin versant de la Mue, modifié d'après Lespez, 2008.

Comme en contexte armoricain, la fin de l'Âge du Bronze et le début de l'Âge du Fer marquent un tournant dans les dynamiques sédimentaires des systèmes fluviaux de la Thue et de la Mue. En effet, de 760 à 390 av. J-C., la sédimentation organique et la sédimentation carbonatée ralentissent et sont remplacées par une sédimentation détritique limoneuse d'une épaisseur comprise entre 1 et 2 m (Lespez et al, 2008). Le taux d'aggradation de la plaine alluviale s'amplifie encore d'un facteur 2 et le taux de d'érosion spécifique est de nouveau multiplié par un coefficient supérieur à 4, passant de 5,1 à 22,1 t/km²/an (fig.9.8). Cependant, on observe que le taux d'érosion spécifique obtenu en contexte sédimentaire reste près de quatre fois inférieur à celui estimé à l'amont du bassin versant de la Seulles, en contexte armoricain.

La Thue et la Mue

Phase de sédimentation	Volume (10⁶ m³)	Tx d'aggradation (mm.an⁻¹)	Masse des alluvions (10⁶ t)	Tx d'érosion spécifique (t.km⁻².an⁻¹)
Phase 1 : 9 500 - 4 000 av. J-C.	2,3	0,1	2,9	3,5
Phase 2 : 4 000 - 800 av. J-C.	3,7	0,3	2,5	5,1
Phase 3 : 800 av. J-C. - présent	7,5	0,7	8,9	22,1

Figure 9.8 : Taux de sédimentation et de dégradation spécifique en contexte sédimentaire, sur les bassins versants de la Thue et de la Mue.

1.2.3. Quels facteurs explicatifs ?

Deux facteurs sont généralement avancés pour expliquer l'évolution des vitesses d'aggradation de la plaine alluviale et de la nature de la sédimentation au cours de l'Holocène (Arnaud-Fassetta, 2007). Le climat peut tout d'abord influencer sur l'évolution de la sédimentation dans les fonds de vallées. En effet, des variations climatiques ont été clairement démontrées dans tout le nord-ouest de l'Europe (Mayewski et al, 2004 ; Wanner et al, 2008 ; 2011). Ces variations peuvent favoriser des périodes plus fraîches ou plus humides qui sont à l'origine de l'évolution des couvertures végétales sur les versants ou dans les fonds de vallées, et d'une modification de l'hydrologie de surface. Le début de l'Holocène est marqué par un réchauffement rapide du climat (Ponel et al, 2005). Au cours du Préboréal (9 500 – 8 100 av. J-C.), les analyses polliniques réalisées sur le Bassin Parisien attestent de la disparition des taxons steppiques au profit d'une reconquête des versants par une végétation d'abord arborée ou arbustive, dominée par les bouleaux en domaine armoricain et par le pin en Plaine de Caen, et qui s'affirme progressivement jusqu'au cours du Boréal (6 900 av. J-C.) (Lespez, 2012). Cette reconquête reste toutefois incomplète, notamment dans les fonds de vallées de la Mue qui présentent une végétation herbacée, de buissons et de bosquets (Lespez et al, 2005). La mise en place d'un environnement forestier se poursuit ensuite au cours de l'Atlantique (6 900 – 4 000 av. J-C.).

Le développement de la végétation sur les versants limite donc la disponibilité en sédiments. Dans les fonds de vallées de la Seulles, la sédimentation est contrôlée par les dynamiques hydrologiques du cours d'eau. Le climat joue alors sur la fréquence des crues susceptibles de remobiliser au moins partiellement la grave de fond Pléistocène. Dans les bassins de la Thue et de la Mue, au-delà des caractéristiques climatiques générales, c'est l'abondance hydrologique, attestée localement par l'apparition de nombreuses zones sourceuses, qui est responsable de la sédimentation carbonatée dans les fonds de vallée et du développement d'une sédimentation organique parfois partiellement limoneuse.

Le Subboréal (4 000 – 3 300 av. J-C.) ne marque pas d'évolution majeure de la végétation et de la sédimentation dans les fonds de vallées. Dans les bassins de la Thue et de la Mue, c'est la forte discontinuité longitudinale imposée par l'édification de bouchons de tuf au niveau de Thaon et de Reviers qui favorise le développement d'une sédimentation organique. On assiste donc à un contrôle local de la sédimentation. Aucun changement n'affecte la vallée de la Seulles.

Durant cette période, l'impact de l'homme reste faible et la sédimentation dans les fonds de vallées est déterminée presque exclusivement par des facteurs bioclimatiques.

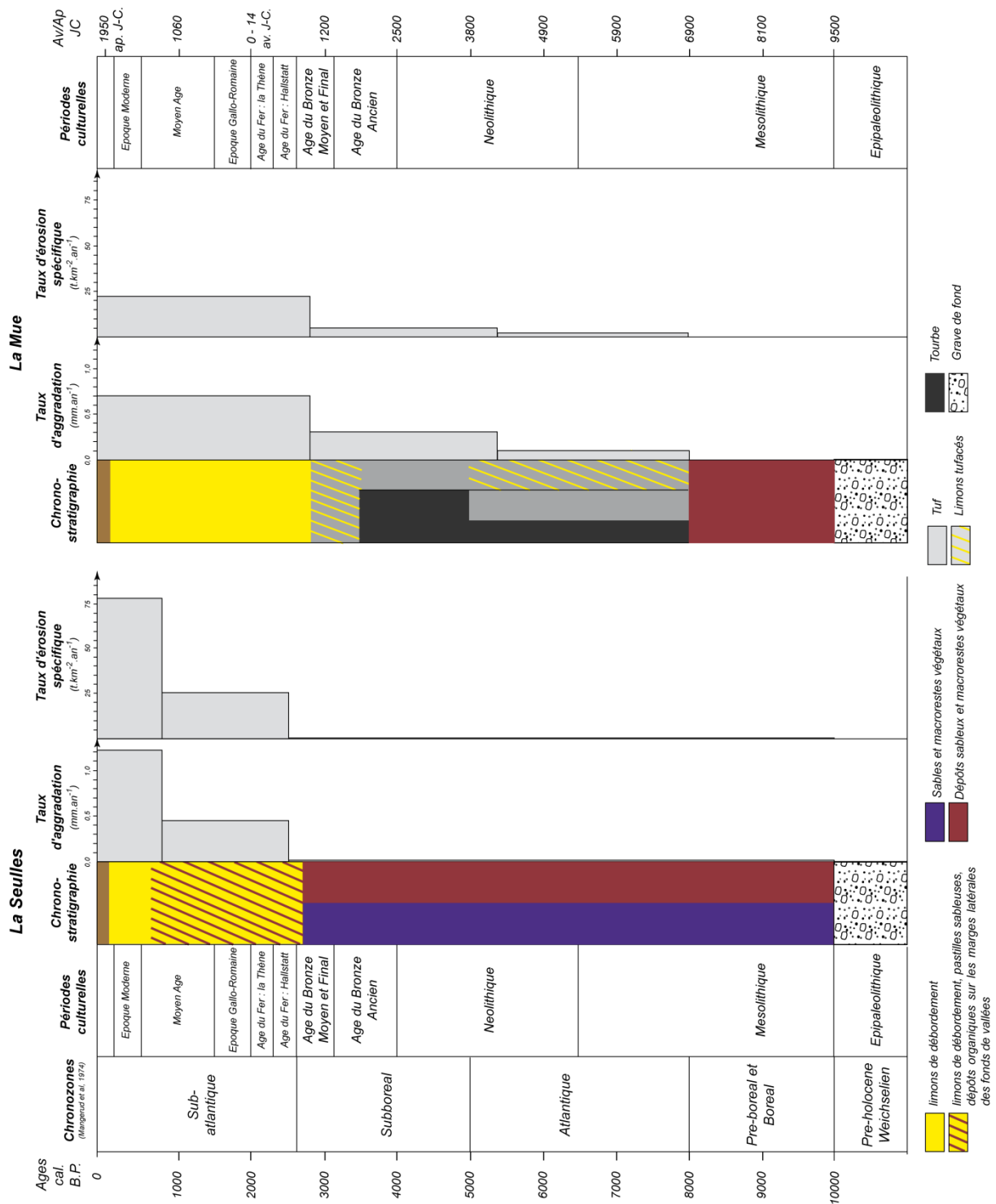


Figure 9.9 : Chrono-stratigraphie des dépôts alluviaux de la Seulles en contexte armoricain et sédimentaire.

Si jusque vers 5 000 av. J-C. le rôle majeur de l'évolution du climat sur la sédimentation alluviale ne fait généralement pas débat, notamment en Europe de l'ouest, son rôle s'avère davantage discuté à compter du Néolithique (5 500 – 2 500 av. J-C.), période à partir de laquelle les premiers indices d'une sédentarisation des peuplements sont observés sur les versants. A compter de cette période, le développement de l'agriculture fait apparaître les premières traces d'une évolution de l'occupation du sol. Ceci se traduit par des déforestations qui seront croissantes jusqu'au Moyen-âge (Lespez et al, 2005 ; 2008). Dès lors, le rôle de l'Homme sur l'évolution des dynamiques fluviales fait généralement consensus. Il reste toutefois difficile d'évaluer le rôle respectif du climat et du développement de l'agriculture sur l'atterrissement des fonds de vallées. En effet, dans un contexte où l'anthropisation des versants par les activités agricoles n'est encore que partielle, ce sont souvent des variations climatiques qui sont susceptibles de modifier les dynamiques fluviales et de renforcer certains épisodes érosifs. Ainsi, depuis le début de l'Holocène, et jusqu'à la fin de l'âge du Bronze, vers 1 000 à 500 av. J-C., la sédimentation observée dans les fonds de vallées semble principalement contrôlée par les conditions hydro-climatiques qui affectent les systèmes fluviaux de la Seulles, de la Thue et de la Mue. L'impact des activités humaines à compter du Néolithique vient toutefois complexifier la compréhension des facteurs de contrôle de la sédimentation dans les fonds de vallées.

Dans la Plaine de Caen, de nombreux restes archéologiques témoignent d'une occupation humaine des plateaux à compter du Néolithique moyen, mais qui n'ont un impact que très limité sur le fonctionnement des cours d'eau jusque vers 3 300 av. J-C. (Lespez et al, 2005 ; 2008). Toutefois, à compter de l'Age du Bronze et du premier Age du Fer, les analyses polliniques attestent clairement d'une forte réduction de la représentation des pollens arboréens, ce qui montre que les versants et les fonds de vallées ne sont plus intégralement forestiers. De la même manière, les recherches archéologiques montrent que des fermes se développent parallèlement sur les plateaux (Lepaumier et al, 2010). On observe donc une chronologie sensiblement identique entre le développement de la pression agricole sur les versants et la profonde évolution de la sédimentation au sein de la plaine alluviale à partir de l'âge du Fer (Germain-Vallée et Lespez, 2011). Par conséquent, il est probable que le colmatage limoneux qui constitue l'unité sédimentaire supérieure des stocks de fonds de vallées trouve davantage son explication dans l'évolution de la mise en valeur de l'espace par l'Homme que dans une évolution d'ordre climatique (Lespez et al, 2005 ; 2008). La fin de l'Age du Bronze et le début de l'Age du Fer (1 500 av. J-C. – 500 ap. J-C.) marquent donc une rupture dans le fonctionnement des systèmes fluviaux. Cette évolution traduit vraisemblablement une évolution des facteurs de contrôle de la sédimentation alluviale qui passe de dynamiques hydro-climatiques à une anthropisation progressive du système fluvial (Lespez, 2012).

1.3. Discussion

1.3.1. Temporalités de la sédimentation alluviale en Europe de l'Ouest

En France, sur le Bassin Parisien, le début de l'Holocène est souvent marqué par une longue période de stabilité du système fluvial. Elle se caractérise par une sédimentation organique ou organo-tufacée authigène (Pastre, 2002 ; Lespez, 2005 ; Chaussée, 2008). Les pics de sédimentation allogène des plaines alluviales ont généralement été enregistrés à partir de la période 2500 - 1800 av. J-C. (Pastre, 2002), même si un colmatage limoneux des fonds de vallées a parfois été observé dès 3500 av. J-C. sur les bassins versants de l'Oise et de la Beuvronne, un petit affluent de la Marne (Orth et al, 2004). A l'aval du bassin versant du Négron, à Taligny

March, la sédimentation limoneuse est observée de manière continue à compter du milieu du Néolithique, en dehors toutefois de la période 460 – 1240 ap. J.-C. où la sédimentation redevient organique (Macaire et al, 2002 ; 2006). Les taux d'aggradation de la plaine alluviale qui sont enregistrés sur ce bassin versant sont compris entre 0,4 et 0,8 mm/an. Ils sont par conséquent sensiblement identiques à ceux observés sur le bassin versant de la Mue où une valeur de 0,7 mm/an a été observée. Toutefois, si l'on ramène la masse des stockages alluviaux estimée par J. J. Macaire (2002) à $1,4 \cdot 10^6$ t sur une période de 1 000 ans, le taux d'érosion spécifique est de 8,6 t/km²/an, ce qui est bien plus faible que sur la partie sédimentaire du bassin versant de la Seilles.

Les dynamiques observées à l'échelle du Bassin Parisien présentent également de grandes similitudes avec de nombreux cours d'eau ouest européens. Une synthèse des dynamiques de la sédimentation dans les fonds de vallées montre en effet fréquemment une longue phase de stabilité du système fluvial caractérisée par une sédimentation principalement organique. Elle est ensuite suivie d'un colmatage limoneux qui se met en place entre 3 500 av. J.-C. et 1 000 ap. J.-C. (Notebaert et Verstraeten, 2010). Les études menées sur la Dijle, en Belgique, montrent une longue phase de stabilité du système fluvial, caractérisée par le développement d'une sédimentation organique qui débute au cours du Préboréal et se poursuit jusqu'au Subatlantique. Elle est suivie d'un colmatage limoneux de la plaine d'inondation à compter de la seconde moitié de l'Atlantique. Le colmatage ne devient cependant important que durant le Subboréal, vers 2 000 BC. Les taux de sédimentation s'accroissent alors très nettement, passant de 24 t/km²/an sur la période 2 000 av. J.-C. – 1 000 ap. J.-C. à 277 t/km²/an à partir de 1 000 ap. J.-C., soit une multiplication par un facteur 11 (Notebaert et al, 2009).

Sur le bassin versant de Nethen, un affluent de la Dijle, trois phases de sédimentation alluviale ont été observées (Rommens et al, 2006). Dans premier temps, jusque vers 2 900 av. J.-C., l'aggradation des fonds de vallées est marquée par un remplissage tourbeux. La sédimentation devient ensuite plus limoneuse, mais conserve jusque 1 000 ap. J.-C. une forte proportion de matière organique. Au cours des 1 000 dernières années, les dépôts organiques disparaissent et les fonds de vallées deviennent intégralement colmatés par des limons de débordement. G. Verstraeten et al (2009) montrent à l'aide de trois budgets sédimentaires successifs que les taux de sédimentation sont multipliés par 16, passant de 8 t/km²/an avant 500 BC à 24 t/km²/an entre 500 av. J.-C. et 1 000 ap. J.-C., puis à 126 t/km²/an à compter de 1 000 ap. J.-C. Enfin, sur le bassin versant de la Geul, aux Pays-Bas, le pic de sédimentation dans la plaine alluviale est observé au cours du Haut Moyen-Age, entre 500 et 1 000 ap. J.-C., avec des taux de sédimentation estimés entre 60 et 90 t/km²/an (De Moor et Verstraeten, 2008).

Sur le Rhin, le début du colmatage des fonds de vallées par les limons d'origine détritique est réellement attesté entre 4 000 et 3 000 av. J.-C.. La vitesse d'aggradation de la plaine alluviale n'est toutefois atteinte qu'à partir de l'Age du Bronze, vers 1 500 av. J.-C. (Hoffmann et al, 2008 ; 2009). Des dynamiques comparables ont été observées en Allemagne sur de nombreux autres bassins versants allemands (Lang et Nolte, 1999 ; Hoffmann et al, 2007 ; Houben, 2007 ; Fushs et al, 2010 ; Stolz, 2011a ; Stolz, 2011b). Systématiquement, une première moitié de l'Holocène est marquée par un remplissage organique suivi d'un atterrissement épais de limons de débordement. La mise en place de l'atterrissement des fonds de vallées est cependant variable d'un bassin versant à l'autre. Il est généralement compris entre 4 500 av. J.-C. et 1 000 ap. J.-C. Toutefois l'ensemble des auteurs s'accordent sur le fait que les taux de sédimentation les plus forts ne sont atteints qu'à partir de 1 000 ap. J.-C., au cours du Moyen Age.

Cette synthèse bibliographique met donc en évidence l'accélération et l'amplification de la sédimentation alluviale à partir de l'Age du Bronze et de l'Age du fer. Les temporalités observées dans le bassin versant de la Seulles sont très comparables et s'inscrivent parfaitement dans la dynamique d'atterrissement limoneux de la plaine alluviale qui affecte de très nombreux cours d'eau de l'ouest de l'Europe. Toutefois, il n'est pas toujours possible de calculer le taux d'érosion spécifique de l'ensemble des bassins versants à partir des données indiquées dans les publications faisant état d'un colmatage détritique des fonds de vallées. Néanmoins, lorsque ces calculs ont pu être réalisés, on remarque que ces derniers sont comparables à ceux observés dans le bassin versant de la Seulles (fig.9.10).

Localisation	Bassin versant	Superficie (km ²)	Masse des alluvions (10 ⁶ t)	Période de référence de la sed. limoneuse	Taux de sédimentation (t/km ² /an)	Références
France	Seulles (contexte armoricain)	280	8,7	500 av. J-C. - 800 ap. J-C.	23,6	Cette étude
		280	26,3	800 ap. J-C. - Actuel	77,2	
	Thue et Mue (contexte sédimentaire)	150	8,9	800 av. J-C. - Actuel	22,1	
	Négron	162	1,4	1 000 ap. J-C. - Actuel	8,6	Macaire et al, 2002, 2006
	Beuvronne	170	?	1 800 av. J-C. - 1 320 ap. J-C 1 320 ap. J-C - Actuel	42 61	Orth, 2003
Bénélux	Nethen	55	14	500 av. J-C - 1 000 ap. J-C 1 000 ap. J-C - Actuel	24 126	Verstraeten et al, 2009 Rommens et al, 2006
	Dijle	758	351	2 000 av. J-C. - 1 000 ap. J-C. 1 000 av. J-C - Actuel	24 277	Notebaert et al, 2009, 2011
	Geul	380	34,2	[500 - 1 000 ap. J-C]	[60 - 90]	De Moor et Verstraeten, 2008
	Schwarzbach	1 151	52,5	1 500 av. J-C - Actuel accélération à partir de 1 000 ap. J-C	13	Stolz et al, 2011a
Allemagne	Lieser	402	35,1	Avt 1 000 ap. J-C. 1 000 ap. J-C - 1 320 ap. J-C. 1 320 ap. J-C - Actuel	2 49 89	Stolz et al, 2011b

Figure 9.10 : Exemples d'évolution des taux de sédimentation dans la plaine alluviale de quelques cours d'eau d'Europe de l'Ouest.

1.3.2. Variabilité des taux de sédimentation internes au bassin versant de la Seulles

Sur le bassin versant de la Seulles, comme sur de nombreux cours d'eau de l'ouest de l'Europe, la chronologie de la constitution des stockages alluviaux est synchrone avec le développement de l'agriculture sur les versants. La mise en valeur des versants apparaît donc comme un facteur explicatif majeur de l'atterrissement limoneux qui touche l'ensemble des fonds de vallées de la Seulles (Germain-Vallée et Lespez, 2011 ; Lespez, 2012). Pourtant, malgré un facteur explicatif identique, on observe une variabilité importante des taux d'érosion spécifiques entre la vallée de la Seulles (77,2 t/km²/an), de la Thue et de la Mue (22, t/km²/an).

Une première explication provient sans doute de la durée au cours de laquelle la sédimentation alluviale est calculée. Les taux estimés à partir de longues périodes ont souvent pour effet de lisser les éventuels pics de sédimentation. Il est donc difficile de comparer deux taux de sédimentation calculés sur des laps de temps différents. Toutefois, si l'on calcule le taux

d'érosion spécifique pour chacun des contextes armoricain et sédimentaire sur une période de temps équivalente, on conserve un rapport de 1 à 2, avec des méthodes d'estimation pourtant strictement identiques (fig.9.10). Il faut donc chercher une explication différente.

La différence de comportement hydrologique entre les domaines armoricain et sédimentaire joue sans doute un rôle important. Deux facteurs semblent tout particulièrement influencer : le système de pente et la densité de drainage. Le système de pente, plus marqué à l'amont du bassin versant (fig.9.11), favorise en effet un niveau d'érosion et une efficacité du ruissellement élevés. Parallèlement, la forte densité de drainage, imposée par le caractère peu aquifère du substrat géologique, garantit une bonne connectivité des écoulements observés sur les versants avec le réseau hydrographique. Les stockages intermédiaires dans les têtes de bassin sont donc particulièrement réduits compte tenu du relai très efficace entre les processus d'érosion sur les versants et le réseau hydrographique. Les sondages menés en domaine armoricain dans les bassins versants amont attestent d'ailleurs que les stockages dans les têtes de bassins versants sont très faibles et n'excèdent que très rarement 30 cm d'épaisseur. Ce n'est que lorsque la pente du profil en long de la Seulles s'affaiblit que des stockages alluviaux importants sont observés. L'amont du bassin versant et la zone de transfert de la Seulles favorisent donc des stockages sédimentaires dans les fonds de vallées.

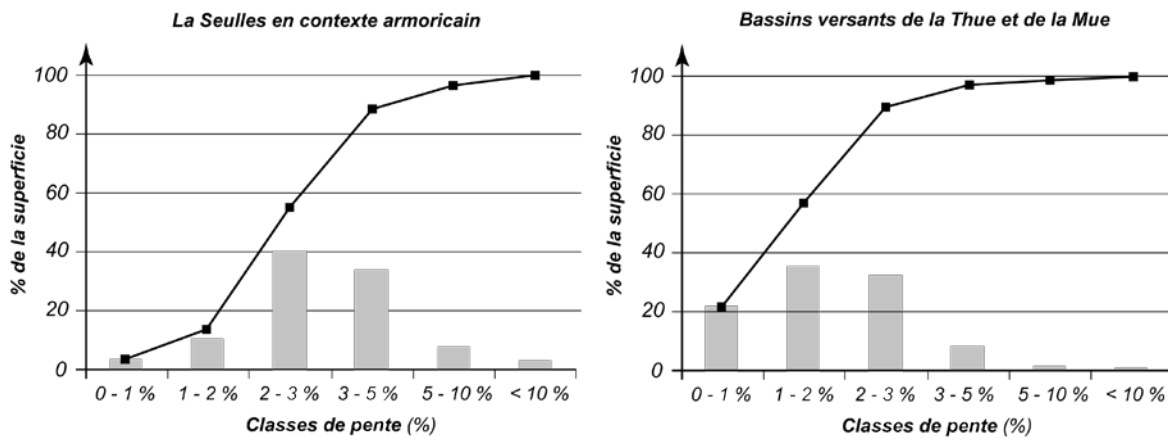


Figure 9.11 : Répartition par classe de pente du bassin versant de la Seulles en contexte armoricain et sédimentaire

A l'inverse, sur les bassins versants de la Thue et de la Mue, le système de pente est nettement moins marqué, en dehors cependant des rebords de plateaux incisés par les cours d'eau principaux. Par conséquent, même si les sols limoneux présentent une sensibilité plus importante à l'érosion, les processus de ruissellement sont potentiellement moins efficaces que sur la Seulles. Dans le même temps, la densité de drainage est bien plus réduite. La connectivité entre les têtes de bassin versant et le reste du réseau hydrographique est donc nettement plus faible qu'en domaine armoricain. Les risques de piégeage interne des sédiments sur les versants sont bien plus élevés. Les bassins versants de la Thue et de la Mue favorisent donc des stockages colluviaux importants, contrairement à ce qui était observé à l'amont du bassin versant de la Seulles.

Plusieurs études ont d'ailleurs montré en domaine sédimentaire que la proportion de sédiments stockés sur les versants représente une part importante du volume global des sédiments érodés. Macaire (2002) estime ainsi que les colluvions représentent une masse plus

de deux fois supérieure à celle des alluvions. Un rapport du même ordre est observé sur la Dijle (Notebaert et Verstraeten, 2010). Sur le bassin versant de Nethen (Verstraeten et al, 2009), il est de 3 et sur celui de la Geul, les colluvions représentent un volume 6 fois supérieur à celui des alluvions (De Moor et Verstraeten, 2008).

Sur les bassins versants de la Thue et de la Mue, des études ont montré que les colluvions pouvaient également représenter une part importante des stockages intermédiaires. C. Germain-Vallée et L. Lespez (2011) ont réalisé une tranchée ouverte sur un versant en pente douce (1 – 3,5%) de la vallée de la Mue au sein de laquelle des analyses géomorphologiques et micro-morphologiques ont été menées sur les formations pédologiques. Les analyses menées par les auteurs ont permis d'identifier différentes phases de stabilité, d'érosion et de colluvionnement sur les versants dont la chronologie a pu être établie sur la base de la datation de vestiges archéologiques retrouvés au sommet du versant et datés de l'Age du Fer. L'étude du profil de sols montre que ces vestiges étaient localisés dans l'horizon illuvial d'un luvisol préalablement tronqué puis enfouis par une épaisseur d'environ 70 cm de sédiments organisés en 2 niveaux de colluvions limoneuses successives, postérieures à l'Age du Fer. (fig.9.12). Un volume important de sédiments érodés sur les versants n'a donc pas été en mesure d'atteindre le fond de la vallée et reste aujourd'hui stocké sur les versants.

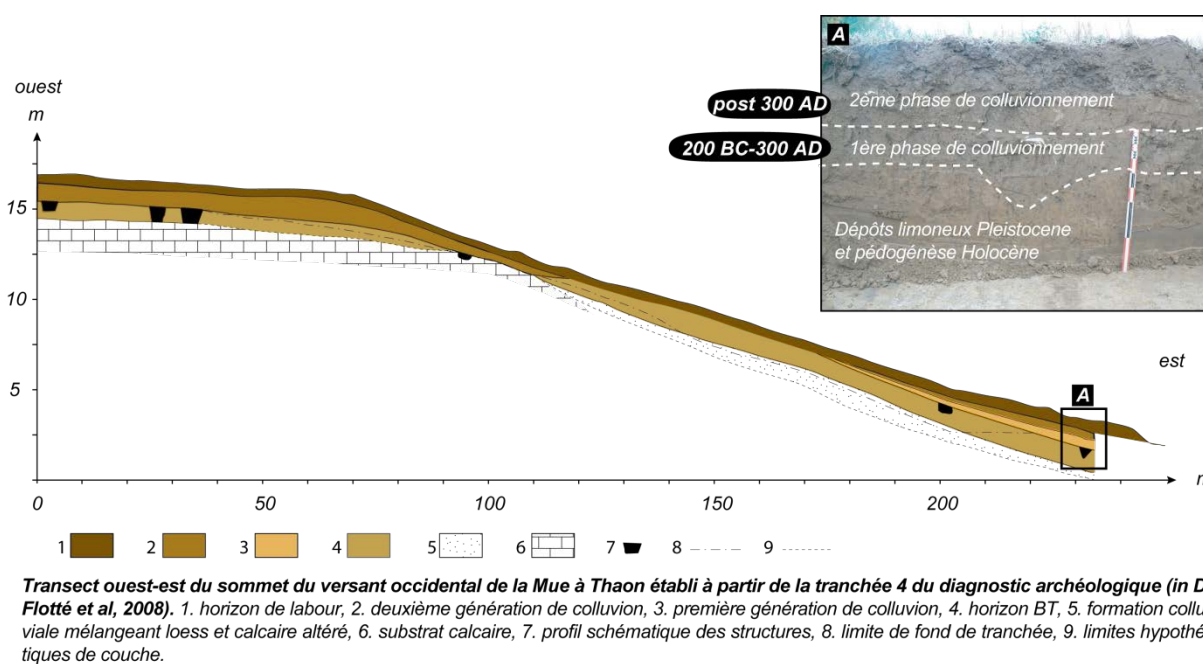


Figure 9.12 : Transect ouest – est du sommet occidental de la Mue à Thaon (Flotté et al, 2008 in Germain-Vallée et Lepez, 2011)

D'autres prospections menées à l'amont du bassin versant de la Thue (à 1,3 km de la source du cours d'eau) par le Service Régional d'Archéologie, l'Institut National de Recherches Archéologiques Préventives (INRAP) et L. Lespez ont également permis de montrer que des dépôts importants sont stockés dans les vallons secs situés dans les têtes de bassin. Les sondages et la tranchée réalisée mettent en évidence un large paléo-vallon aujourd'hui intégralement colmaté par 5 phases de colluvionnement successives interrompues par différentes phases d'incision ou de formation de paléosol qui témoignent de la stabilité du système fluvial. Après une phase d'incision des calcaires, la vallée est tout d'abord colmatée par une première phase de colluvions limono-argileuses brun orange largement pédogénésisés

probablement pré-holocènes (fig.9.13A). Elles ont été incisées sur une partie du fond de vallée puis colmatées par une faible épaisseur de colluvions limoneuses pédogénisées sur la partie supérieure (fig.9.13B). Les vestiges archéologiques retrouvés laissent penser que ces dépôts peuvent être attribués au Néolithique final ou au Bronze ancien, toutefois, cette hypothèse reste à confirmer. Une troisième phase de colluvionnement brun jaune beaucoup plus épaisse, qui pourrait être attribuée à l'Age du Bronze et/ou à l'Age du Fer, vient à nouveau recouvrir le paléosol précédent puis est également pédogénisée dans sa partie supérieure (fig.9.13C). Ces colluvions sont de nouveau partiellement incisées puis fossilisées par une sédimentation limoneuse à cailloutis abondants, sans doute de l'époque Gallo-Romaine (fig.9.13D). L'ensemble de la vallée est enfin recouvert par 0,7m à 1,3m de colluvions limoneuses aujourd'hui pédogénisées (fig.9.13E).

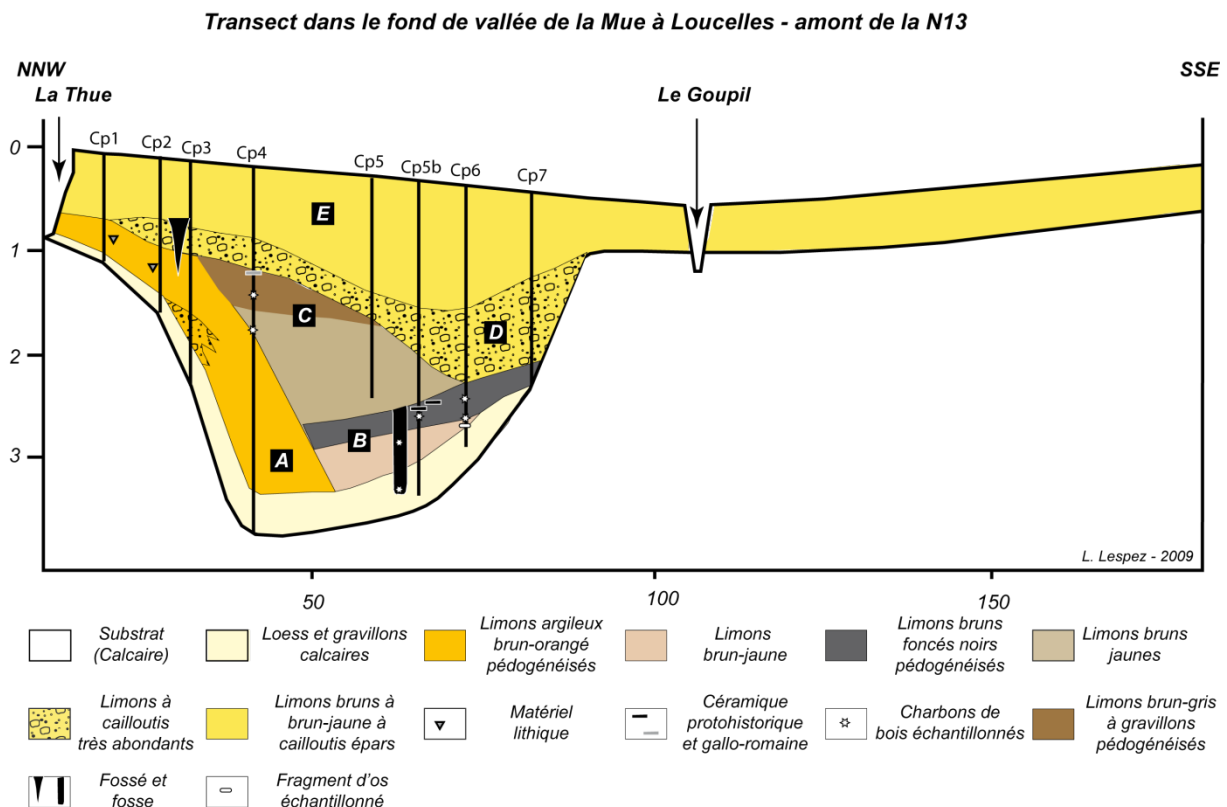


Figure 9.13 : Transect dans le fond de la vallée de la Thue à Loucelles, en amont de la RN 13.

La chronologie du colmatage de la vallée de la Thue à Loucelles reste aujourd'hui à confirmer. Cependant, cet exemple souligne clairement l'importance des volumes de sédiments stockés dans les têtes de bassin de la Thue et témoignent de l'intensité des processus érosifs sur les versants qui n'ont pu être mobilisés pour le moment par le réseau hydrographique. Cet exemple met également en évidence le fait que le colluvionnement ne s'est pas réalisé de manière régulière au cours de l'Holocène, mais davantage sous la forme de périodes de « crises érosives » qui restent à expliquer.

◆ *Limites de l'analyse chrono-stratigraphique des dépôts alluviaux*

Le produit de l'érosion des sols est réparti de manière différente dans les bassins de la Seules, de la Thue et de la Mue. En effet, les colluvions représentent une part très importante des stockages intermédiaires dans les bassins versants de la Thue et de la Mue. A l'inverse, le

long de la Seulles, en domaine armoricain, les dépôts sédimentaires sont principalement localisés dans les fonds de vallées. Les stocks identifiés dans chacune des plaines alluviales de ces bassins ne témoignent donc pas nécessairement de processus érosifs plus élevés en domaine armoricain qu'en domaine sédimentaire. Il est délicat de comparer les taux d'érosion spécifiques de différents bassins uniquement établis sur la base d'analyses menées sur les remplissages de fonds de vallées. C'est pourquoi, les taux d'érosion évalués sur la base d'un taux de sédimentation dans les plaines alluviales ne sont pas toujours représentatifs des niveaux d'érosion réels et sous-estiment parfois fortement l'intensité des processus érosifs sur les versants. Il est important, *a fortiori* dans un bassin différencié, d'aller au-delà de la quantification des dépôts de fonds de vallées, et d'estimer le taux de résidence global des sédiments dans le bassin versant qui comprend à la fois les stockages alluviaux, colluviaux et colluvio-alluviaux. Or, le nombre d'études proposant un budget sédimentaire Holocène reposant sur l'analyse combinée des dépôts de fonds de vallées et du colluvionnement sur les versants reste aujourd'hui très faible.

D'autre part, les exemples de Thaon et de Loucelles montrent bien qu'établir la chronologie des processus d'érosion sur les versants à partir de l'identification de la chrono-stratigraphie des stocks de fonds de vallées présente des imprécisions importantes. En effet, cette méthode fait abstraction d'une éventuelle cascade sédimentaire entre la première mobilisation des sédiments sur les versants et leur dépôt dans les fonds de vallées. Ces observations sont également confirmées par celles de Verstraeten et al (2009) qui mettent en évidence sur le bassin versant de Nethen (Belgique) différentes phases de colluvionnements sur les versants, qui n'ont été repris en charge que plus tardivement avant d'être déposés dans les fonds de vallées. Il existe donc potentiellement un décalage important entre les premiers processus d'érosion sur les versants et la sédimentation dans les fonds de vallées.

C'est pourquoi, pour comprendre la complexité des dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires au sein d'un bassin versant au cours de l'Holocène, il est important de ne pas se limiter à une analyse chrono-stratigraphique des dépôts alluviaux. Nous avons donc, parallèlement à l'analyse chrono-stratigraphique menée jusqu'à présent, fait le choix de tenter de quantifier l'érosion et les dépôts colluviaux sur le bassin versant de la Seulles. Cette quantification n'a toutefois été menée qu'à titre exploratoire. Elle n'a donc pas pour objectif de quantifier avec précision ces stockages, mais elle cherche davantage à établir des ordres de grandeur des stockages colluviaux et les grandes orientations des dynamiques sédimentaires Holocène de la Seulles.

2. Evaluation du niveau d'érosion des sols et du colluvionnement

A l'amont du bassin versant de la Seulles, les dépôts colluviaux sont principalement localisés en amont de haies positionnées perpendiculairement à la pente. A l'inverse, sur le Bassin Parisien, la majorité des colluvions sont positionnées en bas de versants et dans les têtes de bassins. L'estimation des colluvions a donc été réalisée à l'aide de deux méthodes adaptées à la localisation de colluvions dans le bassin versant.

2.1. Erosion et colluvionnement sur le massif ancien

2.1.1. Démarche méthodologique

Les stockages situés en amont des haies ne concernent que les haies perpendiculaires à la pente. Une première étape de la démarche méthodologique consiste donc à établir un inventaire des haies perpendiculaires à la pente. Il est ensuite nécessaire d'estimer les volumes de sédiments stockés en amont de ces dernières. La quantification des colluvions en contexte armoricain n'a pas fait l'objet d'études spécifiques jusqu'à présent. Toutefois, J.-J. Macaire (2002) propose une méthode permettant d'estimer les dépôts sédimentaires en amont de rideaux de cultures perpendiculaires à la pente qui jouent un rôle comparable à celui des haies (fig.9.14-1, 2). Ce dernier propose de calculer le volume des colluvions en reconstituant une géométrie minimale (fig.9.14-4) et maximale (fig.9.14-3) des stocks définis à partir d'un ensemble de transects réalisés dans le sens de la pente. Le volume retenu de sédiments stockés en amont d'une haie correspond alors à la moyenne du volume minimal et maximal préalablement calculé.

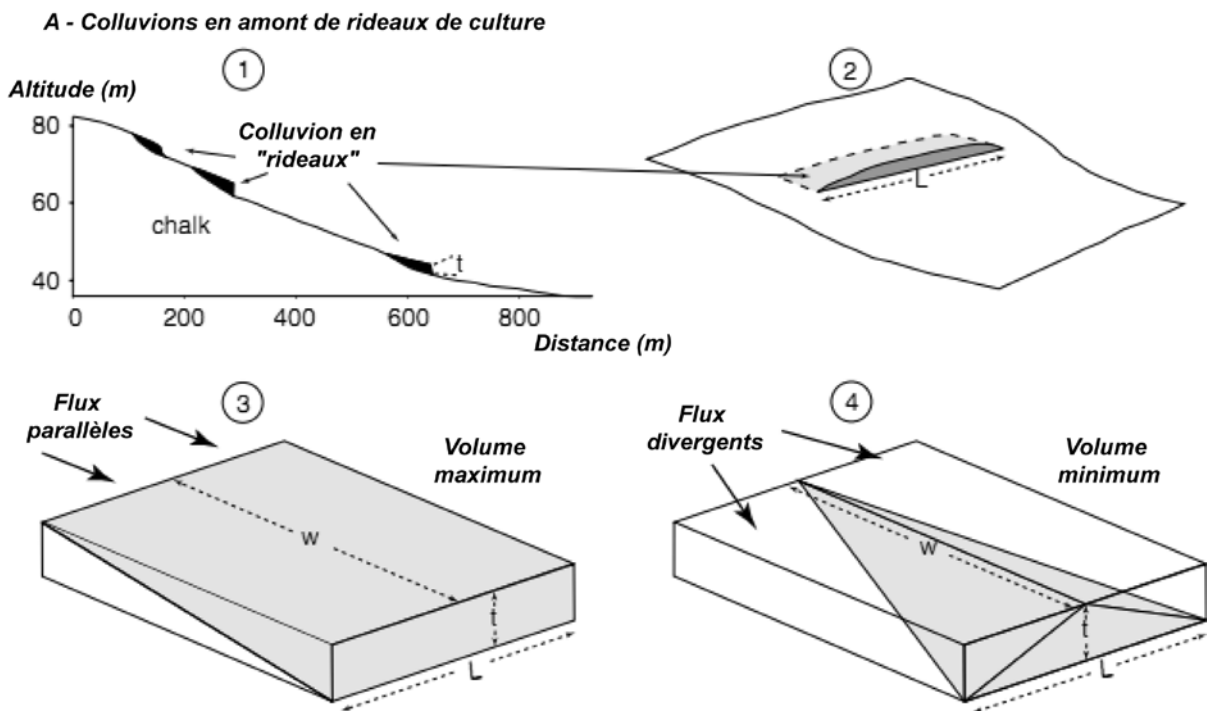


Figure 9.14 : Démarche méthodologique pour estimer le volume de colluvions stockées en amont d'un rideau de cultures (d'après Macaire et al, 2002).

La taille du bassin versant ne permettant pas la mise en place de sondages systématiques dans le cadre de cette étude, les stockages sédimentaires associés aux haies ont été observés sur un ensemble de 32 sondages répartis sur trois transects réalisés parallèlement à la pente (Lefeuvre et al, 2011 ; fig.9.15). Les transects T₁ et T₂ sont localisés sur des versants courts, en pente forte, caractérisés par des hauts de versants cultivés et une prairie de fonds de vallée entourée d'une haie de bas fonds. Le dernier transect (T₃) est quant à lui positionné sur un versant d'une longueur beaucoup plus importante qui a conservé un nombre élevé de haies perpendiculaires à la pente. L'occupation du sol y est plus diversifiée. Le haut du versant est caractérisé par des prairies et un maillage bocager dense. Les cultures occupent une large partie

centrale du versant. Une prairie de bas-fonds se trouve en bas de versant, en contact avec le cours d'eau.

L'objectif de ces sondages est également d'évaluer la variabilité des épaisseurs de sol sur altérite de schiste induits par les haies afin de déterminer une méthode d'extrapolation des volumes acquis à partir des mesures in situ à l'ensemble des haies perpendiculaires à la pente du bassin versant de la Seulles en contexte armoricain.

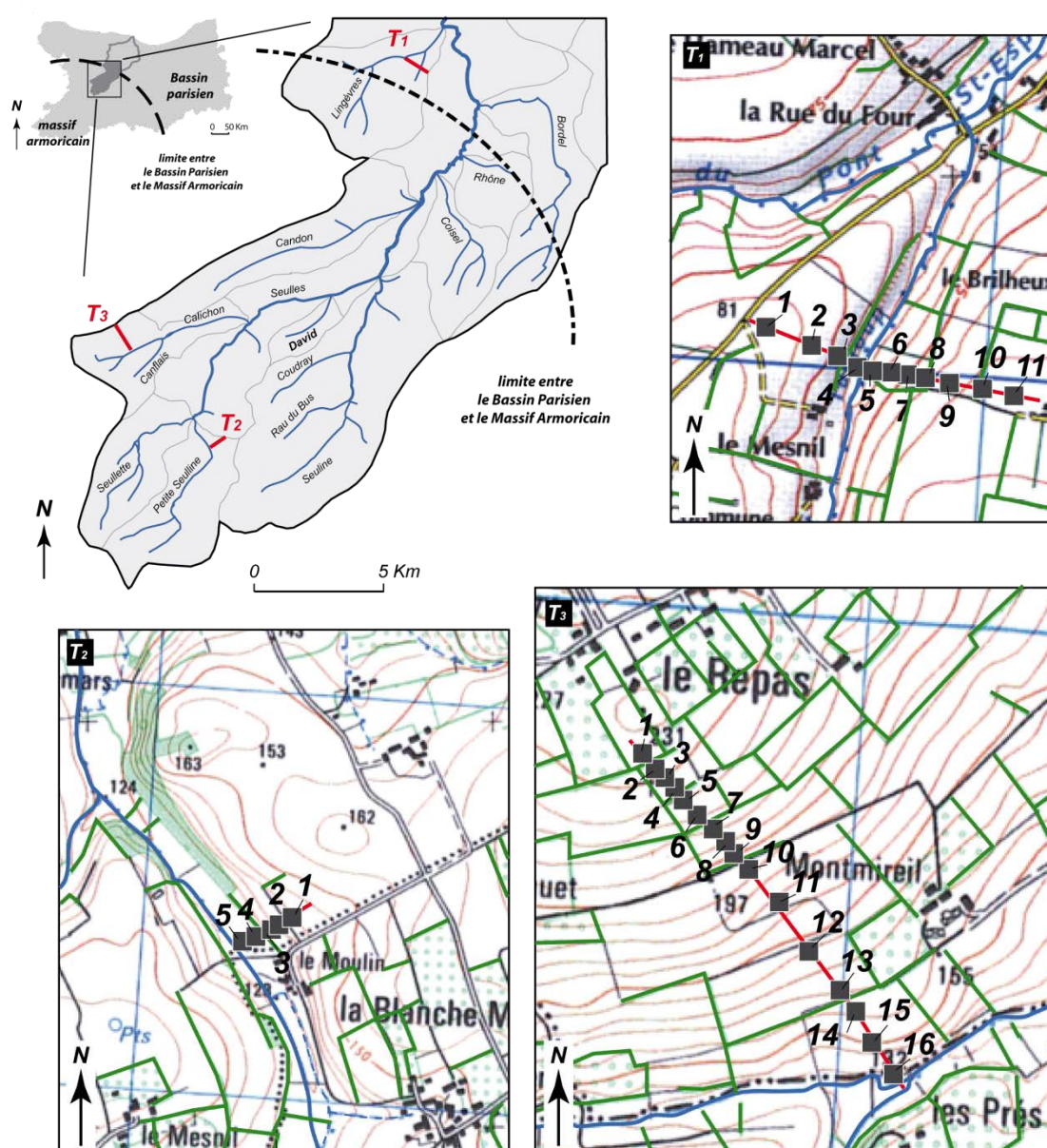


Figure 9.15 : Localisation des transects et des sondages réalisés sur les versants en contexte armoricain.

2.1.2. Résultats : une grande variabilité des stockages colluviaux associés aux haies

Les sondages réalisés sur les versants mettent en avant une grande variabilité de l'impact des haies perpendiculaires à la pente sur l'épaisseur des sols sur les versants en

domaine bocager. Le premier transect (fig.9.16), localisé sur le bassin versant de Lingèvres, montre le cas le plus attendu. En effet, en rive gauche du cours d'eau, les sondages mettent en évidence des sols d'une épaisseur importante en bas de pente, de 1,2 m en bas de versants et de 2,5 m en amont de la haie de bas-fonds. La haie a donc probablement joué un rôle important sur le piégeage des sédiments sur les versants, et qui s'observe d'ailleurs parfaitement sur le profil topographique du versant. Toutefois, les autres sondages montrent que ce « cas d'école » est loin d'être observé de manière systématique. En effet, sur le même transect en rive droite, les épaisseurs de sols en amont de la haie de bas-fonds sont négligeables. Un épaissement n'apparaît ainsi qu'en bas de pente, plus bas sur le versant. La présence d'une haie perpendiculaire ne garantit donc pas nécessairement un épaissement des formations superficielles.

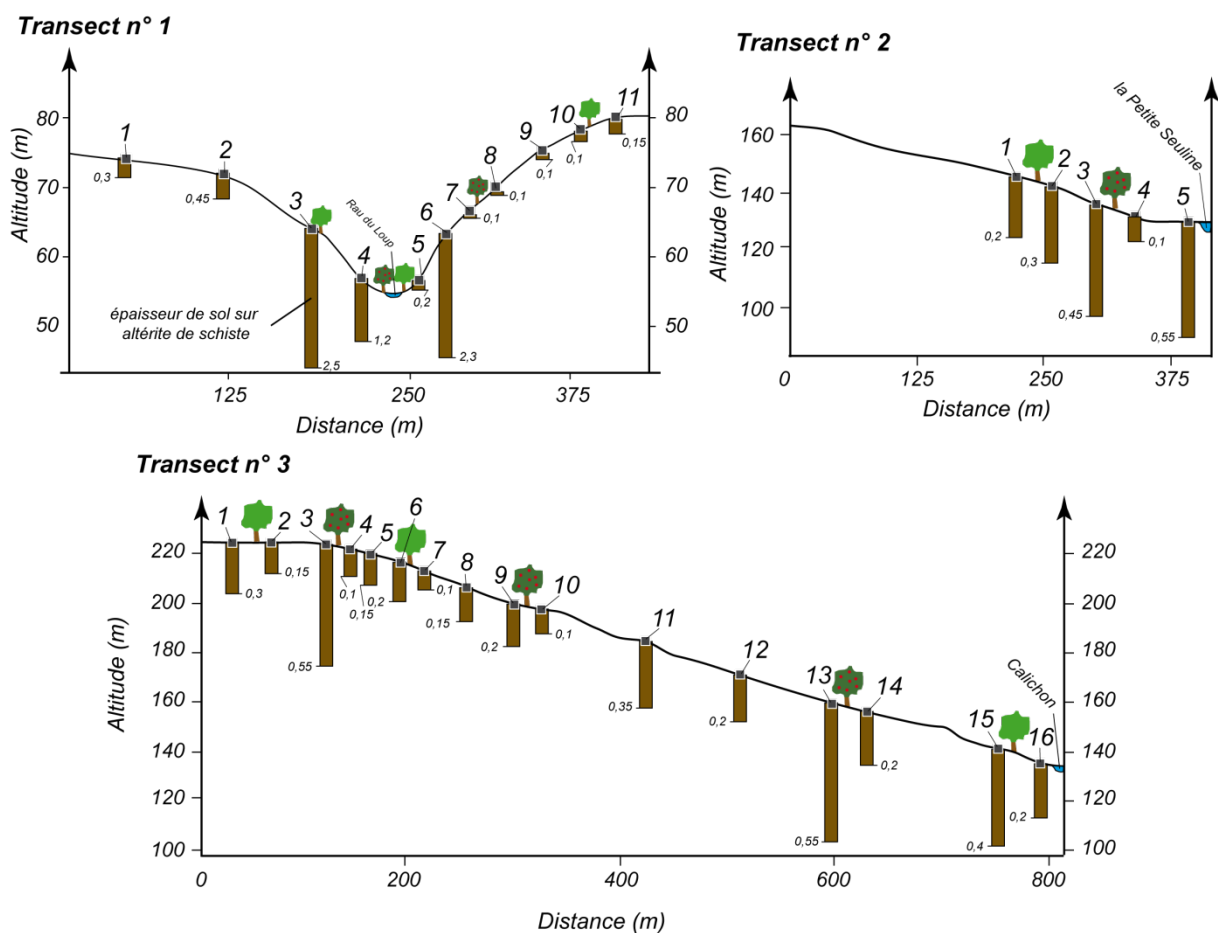


Figure 9.16 : Evolution des stockages colluviaux sur les 3 transects réalisés.

Le transect 2 montre également un épaissement des sols en bas de pente et en amont de la haie de bas-fonds. Les épaisseurs observées en amont de la seconde haie, positionnée plus haut sur les versants, sont négligeables. Elles sont très inférieures à ce qui avait été observé sur le premier transect puisqu'en bas de pente, elles n'excèdent pas 0,45 m en amont de la haie de bas fonds et 0,55 m en bas de versants.

Enfin, le troisième transect ne montre cette fois aucun épaissement des sols en bas de versants, les sédiments produits en amont ayant probablement été piégés au préalable par

différentes haies situées plus en amont sur le versant où des profondeurs de 0,4 à 0,55 m ont été mesurées. On constate également une grande variabilité des épaisseurs en amont des haies perpendiculaires à la pente puisque sur 6 haies localisées sur le versant, seules 3 apparaissent réellement efficaces.

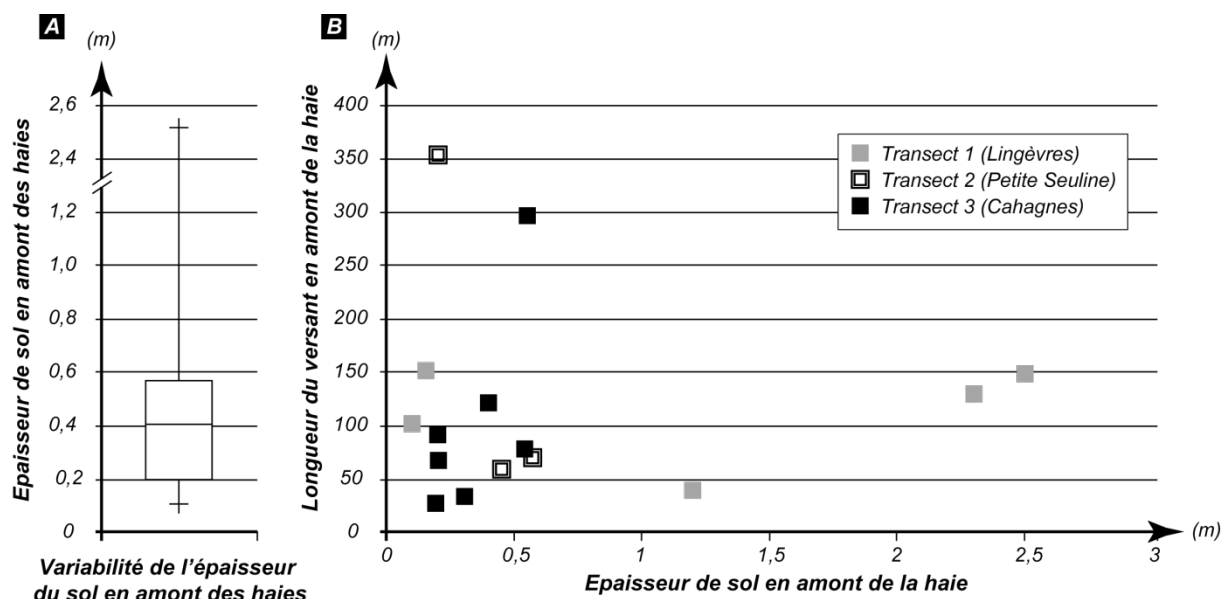


Figure 9.17 : Variabilité de l'épaisseur des sols sur altérites de schiste en amont des haies.

Les sondages réalisés montrent donc une grande variabilité de l'impact des haies perpendiculaires à la pente sur l'épaisseur des sols (fig.9.17). On observe que sur les 15 sondages réalisés en amont d'une haie, l'épaisseur de sol varie entre 0,1 m à 2,5 m et entre 0,2 et 0,55 m pour 50% des sondages situés autour de la médiane, entre Q1 et Q3 (fig.9.17A). On constate également qu'il n'y a pas de relation entre la longueur du versant en amont de la haie et l'épaisseur du sol (fig.9.17B). Toutes les haies perpendiculaires à la pente n'ont vraisemblablement pas joué un rôle de piégeage. La densité de haies perpendiculaires à la pente ne permet donc pas de définir l'efficacité du maillage bocager. Le positionnement des haies par rapport à la pente apparaît comme un indicateur très insuffisant pour envisager l'extrapolation des résultats obtenus ici à l'ensemble des haies perpendiculaires à la pente du bassin versant. C'est pourquoi, un simple inventaire par photo-interprétation ne permet pas d'évaluer les stocks de sédiments piégés en amont de haies perpendiculaires à la pente.

Compte tenu de ces observations, nous n'avons pas été en mesure d'estimer un ordre de grandeur des stockages colluviaux en contexte armoricain. Il serait pour cela nécessaire d'approfondir la réflexion en réalisant de nouvelles campagnes de sondages afin d'identifier les facteurs susceptibles de discriminer, au-delà de la position de la haie par rapport à la pente, les facteurs explicatifs de l'épaisseur des colluvions piégées en amont d'une haie.

Plusieurs pistes pourraient être envisagées pour affiner la compréhension des dynamiques sédimentaires anciennes sur les versants des bassins bocagers. Il serait sans doute nécessaire de prendre en compte sa configuration par rapport à la haie, la présence d'un talus ou encore son caractère continu ou discontinu sont des éléments importants qui favorisent ou non le piégeage des sédiments. D'autres paramètres tels que la longueur de la parcelle en amont de la haie, le type d'occupation du sol (cultures ou prairie) seraient aussi des éléments importants à

prendre en compte. Il apparaît également fondamental de mener une approche historique du maillage bocager, afin de pouvoir évaluer la date de mise en bocage du bassin versant qui nous semble essentielle pour expliquer la variabilité de l'épaisseur des sols en amont de haies. En effet si le bocage est postérieur à la crise érosive identifiée à partir de l'analyse chrono-stratigraphique des remplissages alluviaux, il est probable que les haies n'aient joué qu'un rôle mineur sur la redistribution des sédiments dans le bassin versant à l'échelle des 2 500 dernières années. Il se peut aussi que la structuration du maillage bocager dans l'espace joue un rôle fondamental sur la capacité du réseau à stocker les sédiments sur les versants, avant leur connexion au cours d'eau.

Enfin, la question de la perte en sol au cours de l'Holocène pose toujours problème. L'épaisseur actuelle des sols sur l'amont du bassin versant de la Seulles est estimée à 40 cm environ par la carte des sols du Calvados (Le Gouée, 2008), ce qui est conforme avec nos observations. Cependant, nous ne disposons pas d'information quant à l'état initial des sols. Quelques pastilles de brunisols sont aujourd'hui observées sur les interfluves de certains affluents de la Seulles (le Candon, le Rhône et le Bordel). Une même observation peut être réalisée sur les bassins versants de l'Odon et de l'Aure, situés à proximité de celui de la Seulles. Dans des contextes similaires au niveau de la géologie et des systèmes de pente, ces brunisols d'une épaisseur comprise entre 0,8 m et 1 m ont également été observés à la Hague (Lagadec, 2006). Il est probable que les Rankosols présents aujourd'hui correspondent à des profils d'érosion de brunisols qui à l'origine disposaient d'une épaisseur supérieure à 40 cm. Ces processus d'érosion sont aujourd'hui attestés par la redistribution des sédiments sur les versants, à l'origine de la grande variabilité des épaisseurs de sols mesurée lors des sondages. Aucune étude n'a cependant permis de le mettre en évidence ni d'estimer l'épaisseur initiale des sols. Pour estimer un potentiel érosif des sols en domaine armoricain, il serait nécessaire de s'intéresser à l'histoire des sols et d'envisager une étude archéo-pédologique des sols dans ce type de contexte peu documenté.

2.2. Erosion et colluvionnement en domaine sédimentaire : le cas des bassins de la Thue et de la Mue

2.2.1. Démarche méthodologique

En contexte sédimentaire, les obstacles au ruissellement sont plus réduits. On observe généralement une redistribution des sédiments érodés sur les versants en fonction de la topographie. L'analyse du colluvionnement sur les versants au cours de l'Holocène en contexte sédimentaire a fait l'objet de davantage d'études, particulièrement par les chercheurs de l'Université de Louvain, en Belgique. T. Rommens et al (2005) proposent ainsi une méthode qui permet non seulement d'estimer les dépôts colluviaux, mais également d'évaluer des pertes en sol au cours de l'Holocène.

L'estimation du colluvionnement et de l'érosion des sols au cours de l'Holocène repose sur l'analyse d'une caractéristique intrinsèque des sols lessivés présents sur ce bassin versant et couramment observés en contexte sédimentaire. Ces derniers subissent en effet un lessivage des argiles qui migrent progressivement du haut vers la base du profil. Ce type de sol se caractérise donc par un horizon supérieur appauvri en argile dit éluvial (horizon E) alors que la base du profil présente un horizon enrichi en argile appelé illuvial (Horizon Bt ; fig.9.18a). La limite entre les horizons éluvial et illuvial représente un niveau référence dont la profondeur l'apparition

peut être estimée sur l'ensemble du bassin versant. Dès lors, s'il est possible d'identifier des profils de sol non tronqués par des processus d'érosion ou non soumis au colluvionnement, le niveau d'apparition de l'horizon Bt représente un niveau référence qui peut être comparé à l'ensemble des profils pédologiques réalisés dans le bassin versant. Ces profils non perturbés sont généralement situés en position d'interfluve sur le plateau. Deux hypothèses sont alors envisageables : si la profondeur d'apparition de l'horizon Bt est supérieure à la profondeur référence, on considère que le sondage a été marqué par des apports colluviaux. A l'inverse, lorsque l'apparition de l'horizon Bt est inférieure à la profondeur de référence, le sondage a été affecté par des processus d'érosion (fig.9.18c). Il est ainsi possible d'estimer les volumes de sédiments érodés et déposés sur les versants. Cette méthode pose toutefois le postulat que tous les sols, indépendamment de la pente, présentent à l'état initial des épaisseurs et des niveaux d'apparition de l'horizon Bt identiques.

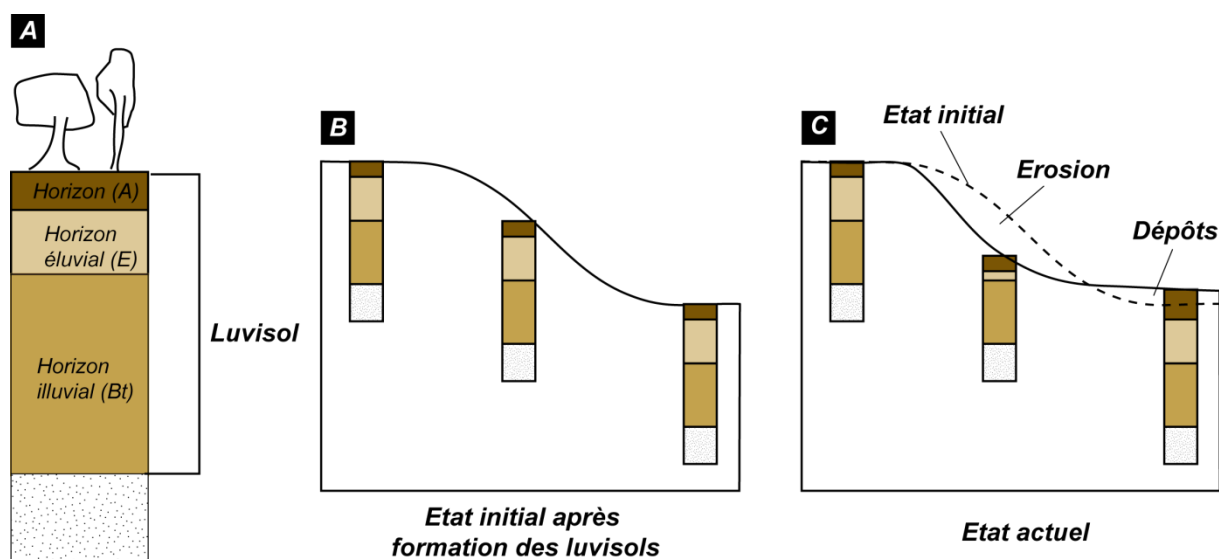


Figure 9.18 : Evaluation des colluvions et de l'érosion au cours de l'Holocène selon la méthode proposée par Rommens et al, 2005.

Une première étape consiste à analyser finement les profils de sols au sein d'un petit bassin versant jugé représentatif. Cette première phase a été réalisée sur le bassin versant de Nodebais (103 Ha), représentatif des plateaux limoneux du centre de la Belgique, dans lequel 185 sondages à la tarière ont été réalisés le long de transects positionnés parallèles à la pente (soit environ 2 sondages par hectare). Les analyses de terrain garantissent donc une bonne résolution spatiale de l'épaisseur et des caractéristiques des formations pédologiques. Ces sondages ont été complétés par une tranchée ouverte de 67m positionnée sur la base des observations acquises à l'aide des sondages réalisés à la tarière à main (Rommens et al, 2007).

Les volumes érodés ou déposés sur les versants, identifiés à l'échelle du sondage, sont ensuite interpolés selon la méthode de la « distance inverse » et par krigeage, le volume global de sédiments étant ensuite déterminé à l'aide d'un logiciel disposant d'un module 3D (voir Rommens et al, 2005).

Les couvertures pédologiques du bassin versant de Nodebais étant représentatives des sols de la partie centrale de la Belgique, les résultats obtenus ont ensuite été extrapolés à d'autres bassins versants d'une superficie supérieure. Pour cela, les volumes de sédiments

érodés ou déposés sur les versants de Nodebais sont évalués pour un ensemble de 5 classes de pentes pour lesquelles sont calculées les valeurs moyennes d'érosion et de dépôts. Les valeurs obtenues permettent ainsi de définir un « modèle d'érosion » (Rommens et al, 2006) qui peut être appliqué à d'autres bassins versants présentant des caractéristiques pédologiques semblables (Verstraeten et al, 2009 ; Notebaert et al, 2009).

2.2.2. Résultats sur les bassins versants de la Thue et de la Mue

◆ Réalisation d'un modèle d'érosion sur le bassin versant de la Gronde :

Nous avons tenté de réaliser un modèle d'érosion à partir de l'analyse des profils pédologiques sur un petit bassin versant affluent de la Thue. Pour cela, un ensemble de 98 sondages ont été effectués le long de 10 transects en travers de deux petits vallons secs de l'amont du bassin versant de la Gronde, un affluent de la Thue, soit un sondage pour 4 hectares en moyenne (fig.9.19 ; Martineau, 2010).

La profondeur d'apparition de l'horizon Bt pour les profils de sols non tronqués a été évaluée à partir de l'analyse des profils pédologiques des sondages n°19 et 36, localisés en position d'interfluve sur des pentes comprises entre 0 et 1% (fig.9.19). Sur le sondage 19, l'apparition de l'horizon Bt est estimé à 0,65 m alors que sur le sondage 36, il est de 0,5 m. Nous avons fait le choix de conserver la valeur moyenne qui est de 0,57 m. Cette profondeur référence nous permet de dresser une cartographie des zones de dépôt et d'érosion (fig. 9.20a) et d'établir un premier budget sédimentaire pour l'amont du bassin versant de la Gronde (fig.9.21).

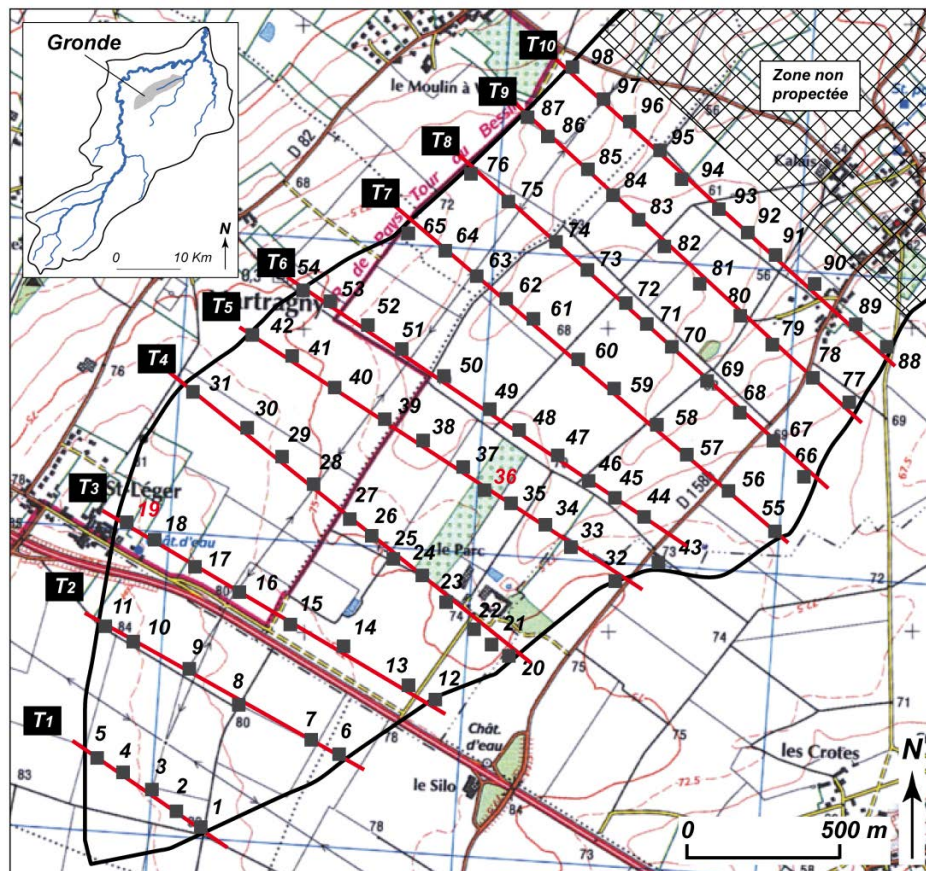


Figure 9.19 : Localisation des sondages réalisés en amont du bassin versant de la Gronde (2 km²).

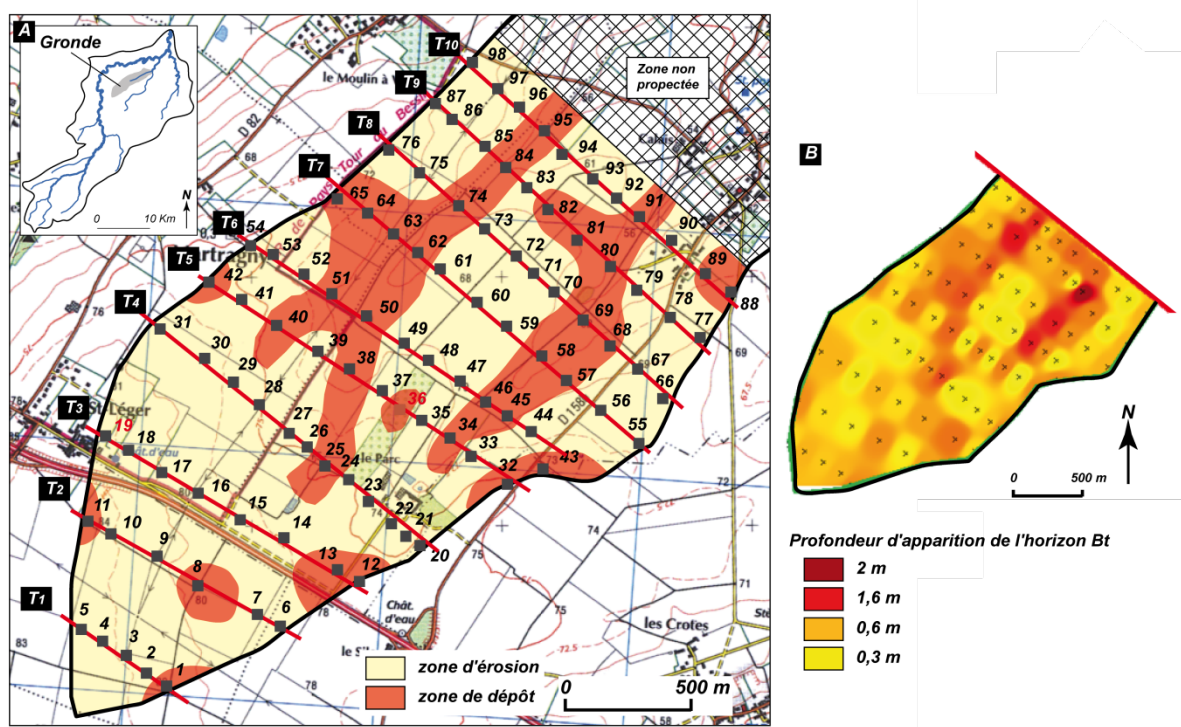


Figure 9.20 : Identification de l'épaisseur de l'apparition de l'horizon Bt et des zones d'érosion et de dépôts dans le bassin versant de la Gronde.

Sans surprise, la grande majorité des zones de dépôts dans le bassin versant sont localisées en bas de versants et dans les vallons secs. Ces derniers concentrent le volume le plus élevé de colluvions. Ponctuellement, plus à l'amont, des zones des stockages ont été localisées, mais les épaisseurs de colluvions sont très réduites (fig.9.20b). Le reste de la surface du bassin versant a été affecté par des processus d'érosion.

Le budget sédimentaire proposé estime le volume de sédiments érodés à $0,36.10^6 \text{ m}^3$, soit $0,42.10^6 \text{ t}$. Parmi les sédiments stockés, 86% restent stockés en interne dans le bassin versant en tant que colluvions. Par déduction, les exports du bassin versant ont été estimés à 14%. Logiquement, les zones de bas de versants, dans les talwegs secs, apparaissent comme la principale zone de stockage colluvial dans le bassin versant. Elle concentre à elle seule 65% des sédiments érodés. Les stockages sur les versants sont nettement plus faibles puisqu'ils ne représentent que 21% des sédiments érodés.

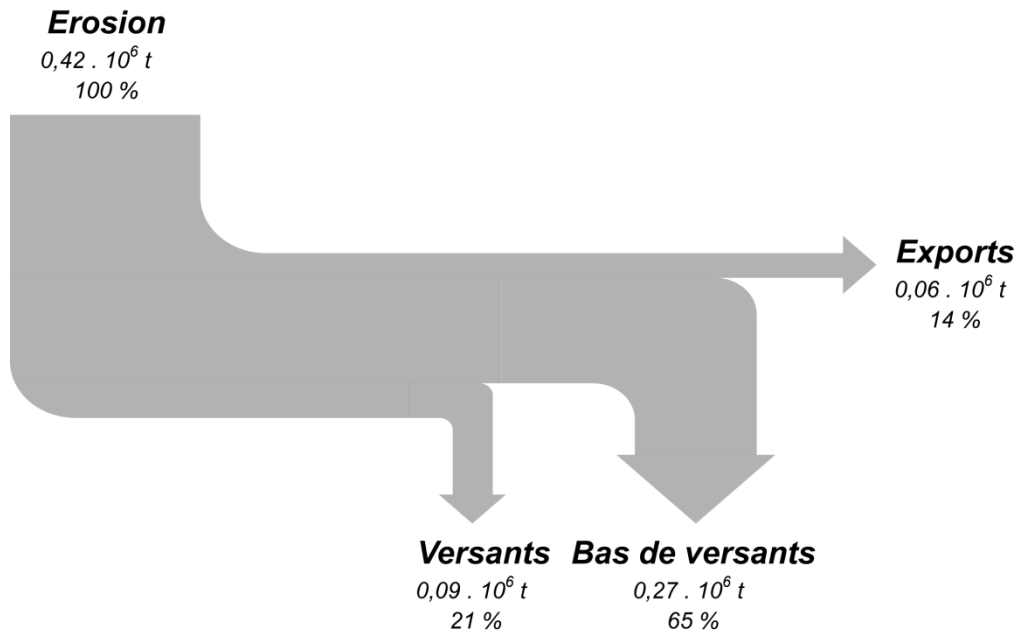


Figure 9.21 : Budget sédimentaire Holocène de l'amont du bassin versant de la Gronde (d'après les résultats de Martineau, 2010).

Afin d'établir le modèle d'érosion, le bassin versant de la Gronde a été découpé en unités morphologiques comme le proposent Rommens et al (2006). Trois principales entités ont ainsi été distinguées : les fonds de vallées, les bas de versants et les versants. Les fonds de vallées ont été délimités à l'aide d'un MNT au pas de 20m selon la méthode présentée au cours du chapitre 7. Le volume et la masse qu'ils représentent ont été estimés lors du chapitre 7 à $14 \cdot 10^6 m^3$ et $15 \cdot 10^6 t$. Les bas de versants ont été digitalisés sur la base d'une cartographie des zones de concavités identifiées à l'aide du même MNT, et complétés par une expertise terrain. Enfin, les versants ont été découpés selon 5 classes de pente (0 - 1 %, 1 - 3 %, 3 - 5 %, 5 - 10 % et >10%) toujours à l'aide d'un MNT au pas de 20 m.

Pour la classe [0 - 1 %]		Erosion	Dépôt
36 sondages	30 sondages en érosion 83 % de l'effectif	S1 : 0,07	S1 : 0
		S2 : 0,14	S2 : 0
		S3 : 0,12	S3 : 0
		⋮	⋮
		S30 : 0,02	S30 : 0
	6 sondages en dépôts 17 % de l'effectif	S1 : 0	S1 : 0,01
		S2 : 0	S2 : 0,06
		S3 : 0	S3 : 0,03
		⋮	⋮
		S6 : 0	S6 : 0,01
	moyenne	0,12 m	0,01 m

Figure 9.22 : Méthode de calcul de l'érosion et des dépôts moyens pour chaque classe de pente.

Pour chacune des classes de pentes ainsi que pour les bas de versants, on calcule à l'aide des données acquises sur les deux petits vallons du bassin de la Gronde la moyenne de l'érosion et des dépôts. Lors du calcul du taux d'érosion moyen, une valeur égale à 0 a été affectée pour les sondages considérés en dépôt. De la même manière, lors du calcul du taux de dépôts moyen, une valeur 0 a été affectée aux sondages considérés en érosion. Le calcul de la moyenne est alors réalisé selon la méthode présentée en figure 9.22. On obtient les niveaux d'érosion et de dépôts moyens indiqués dans le tableau en figure 9.23a.

◆ Démarche d'extrapolation et résultats (1) :

A partir du modèle d'érosion réalisé, il est possible d'extrapoler les valeurs moyennes obtenues à l'ensemble des bassins versants de la Thue et de la Mue préalablement découpés selon les mêmes unités géomorphologiques (fig.9.23a, b). Pour une classe de pentes données, les masses érodées et déposées totales sont calculées selon les formules suivantes :

$$E_{tot} = E_{moy} \times A_{Cl. Pte} \times DBD$$

$$D_{tot} = D_{moy} \times A_{Cl. Pte} \times DBD$$

Avec :

E_{tot} et D_{tot} : la masse totale de sédiments érodés ou déposés (t).

E_{moy} et D_{moy} : la perte en sol estimée par classe de pente (m).

$A_{Cl. Pte}$: la superficie de la classe de pente (m²).

DBD : la masse volumique des sédiments (t/m³).

La masse des alluvions stockées dans les bassins versants de la Thue et de la Mue étant déjà connue, on obtient le budget sédimentaire suivant (fig.9.23b) :

A - Scénario 1		(Identifiés sur Bv Gronde)					
Classe de pente	Surface Thue + Mue (km ²)	Erosion moyenne (m)	Dépôt moyen (m)	Volume érodé (10 ⁶ m ³)	Masse érodée (10 ⁶ t)	Volume stocké (10 ⁶ m ³)	Masse stockée (10 ⁶ t)
Vallons secs	9,7	0	0,7	0	0	6,8	8,0
0 - 1 %	53,3	0,121	0,01	6,5	7,6	0,5	0,6
1 - 3 %	28,4	0,153	0,014	4,3	5,1	0,4	0,5
3 - 5 %	42,0	0,162	0,019	6,8	8,0	0,8	0,9
5 - 10 %	10,2	0,263	0	2,7	3,2	0	0
> 10 %	2,7	0,284	0	0,7	0,8	0	0
Total érosion				21,0	24,7		
Total colluvions						8,5	10,0
Total stock de fonds de vallées						14	15

Figure 9.23a : Extrapolation du modèle d'érosion aux bassins versants de la Thue et de la Mue et budget sédimentaire associé. Tableau des résultats.

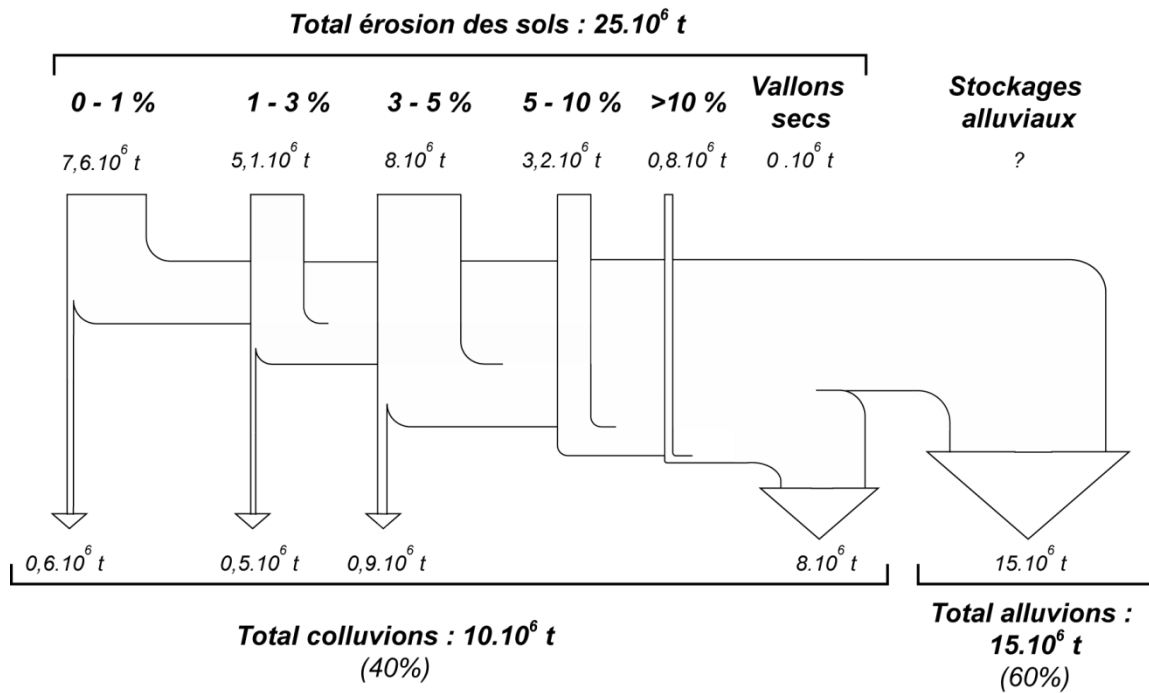


Figure 9.23b : Extrapolation du modèle d'érosion aux bassins versants de la Thue et de la Mue et budget sédimentaire associé. Représentation graphique.

Les résultats de l'extrapolation des valeurs obtenues sur le bassin versant de la Gronde à l'ensemble des bassins de la Thue et de la Mue nous montrent un budget sédimentaire où la masse de sédiments érodés sur les versants est équivalente à la somme de l'ensemble des stockages internes. On obtient ainsi une érosion estimée à $25.10^6 t$ qui se trouve intégralement stockée sur les versants pour 40% d'entre eux (majoritairement dans les bas de versants) ou sous la forme d'alluvions pour les 60% restants. Les résultats sembleraient donc montrer que l'intégralité des sédiments produits sur les versants reste stockée en interne. Nous ne disposons pas, à titre de comparaison, de données sur les niveaux d'érosion spécifiques actuels des bassins versants de la Thue et de la Mue, ce qui ne permet pas de comparer les résultats obtenus avec les flux sédimentaires actuels de ces bassins.

◆ Discussion (1)

La majorité des budgets sédimentaires établis en Europe de l'ouest montrent que le taux de résidence des sédiments dans le bassin versant est élevé. Il est généralement compris entre 60 et 80% (Verstraeten et al, 2009 ; Notebaert et al, 2009, Notebaert et al, 2011 ; De Moor et Verstraeten, 2008, Fush et al, 2010, Stolz et al, 2011b ; fig.9.24). J.J. Macaire et al (2002) estime même que 97% des sédiments érodés sur les versants du bassin du Négron y sont encore stockés aujourd'hui et que seuls 3% des sédiments ont pu être exportés. Il n'est donc pas incohérent d'observer un taux de résidence très élevé dans les bassins versants de la Thue et de la Mue. Cependant, les résultats obtenus lors de la réalisation des budgets sédimentaires Holocène montrent systématiquement que le volume de sédiments stockés sous la forme de colluvions est toujours bien supérieur au volume des dépôts de fonds de vallées (fig.9.24), ce qui n'est pas le cas pour les bassins versants de la Thue et de la Mue. Ceci pourrait s'expliquer par la présence des barrages de tuf en travers des fonds de vallées, notamment à Reviers et à Thaon. Ces derniers, en imposant une discontinuité longitudinale au système fluvial, pourraient en effet

provoquer un ralentissement des écoulements et favoriser le dépôt des sédiments érodés sur les versants, ce qui pourrait alors expliquer la surreprésentation des remplissages de fonds de vallées et le peu d'exportation sédimentaire de ces bassins versants. Il se peut cependant que les taux d'érosion moyens obtenus à partir des sondages menés sur le bassin de la Gronde soient en-deçà des niveaux d'érosion qui ont réellement eu cours.

Localisation	Bassin versant	Taux de résidence (%)	Alluvions (%)	Colluvions (%)	Exportations (%)	Références
France	Thue + Mue	100 %	60 %	40 %	0 %	Cette étude
	Négron	97 %	37 %	60 %	3 %	Macaire et al, 2002, 2006
	Nethen	61 %	23 %	38 %	39 %	Verstraeten et al, 2009 Rommens et al, 2006
Belgique - Pays Bas	Dijle	78 %	18 %	60 %	22 %	Notebaert et al, 2009, 2011
	Geul	80 %	13 %	67 %	20 %	De Moor et Verstraeten, 2008
Allemagne	Aufess	67 %	9 %	58 %	33 %	Fuchs et al, 2010
	Lieser	67 %	9 %	58 %	33 %	Stolz et al, 2011b
	Rockenberg	71 %	9 %	62 %	29 %	Houben, 2012

Figure 9.24 : Exemples de taux de résidence et d'exports des sédiments pour différents budgets sédimentaires Holocène en Europe de l'ouest.

Différents éléments sont susceptibles d'expliquer cette sous-estimation. Il faudrait tout d'abord affiner le modèle d'érosion en améliorant, d'une part, la résolution spatiale des sondages, et d'autre part, en estimant la profondeur d'apparition de l'horizon Bt à partir d'un nombre beaucoup plus élevé de sondages en position d'interfluve. Les moyennes d'érosion et de dépôts seraient alors probablement plus significatives. Il serait aussi nécessaire de valider le modèle d'érosion à l'aide de nouveaux sondages localisés dans d'autres sous-bassins de la Thue et de la Mue.

D'autre part, il serait important de s'interroger sur les surfaces affectées par l'érosion ainsi que sur la chronologie des processus d'érosion. En effet, pour estimer le taux d'érosion moyen, nous avons considéré que les surfaces en dépôt n'avaient pas subi d'érosion. On peut cependant penser qu'avant d'avoir été affectées par un colluvionnement, ces surfaces ont également subi des processus d'érosion. C. Germain-Vallée et L. Lespez (2011) ont d'ailleurs mis en évidence à Creully et à Thaon (voir carte en fig.9.25), à l'aide d'analyses géomorphologiques, micro-morphologiques et archéologiques, l'existence depuis le début de l'Holocène de différentes phases successives d'érosion, de colluvionnement et des phases de stabilité du paysage favorables au processus de pédogénèse. Sur le transect de Creully (fig.9.25A), les auteurs ont montré qu'après une phase de pédogénèse ayant permis la mise en place d'un sol lessivé se produit une première phase d'érosion datée de l'Age du Fer. Après l'Age du Fer, une seconde phase de stabilité permet la mise en place d'une nouvelle pédogénèse aux dépends de l'horizon illuvial (Bt). Enfin, au plus tôt à l'Epoque Moderne, des processus d'érosion des sols se mettent de nouveau en place probablement plus en amont sur le versant, et donnent lieu à la formation de colluvionnements limoneux sur le site étudié.

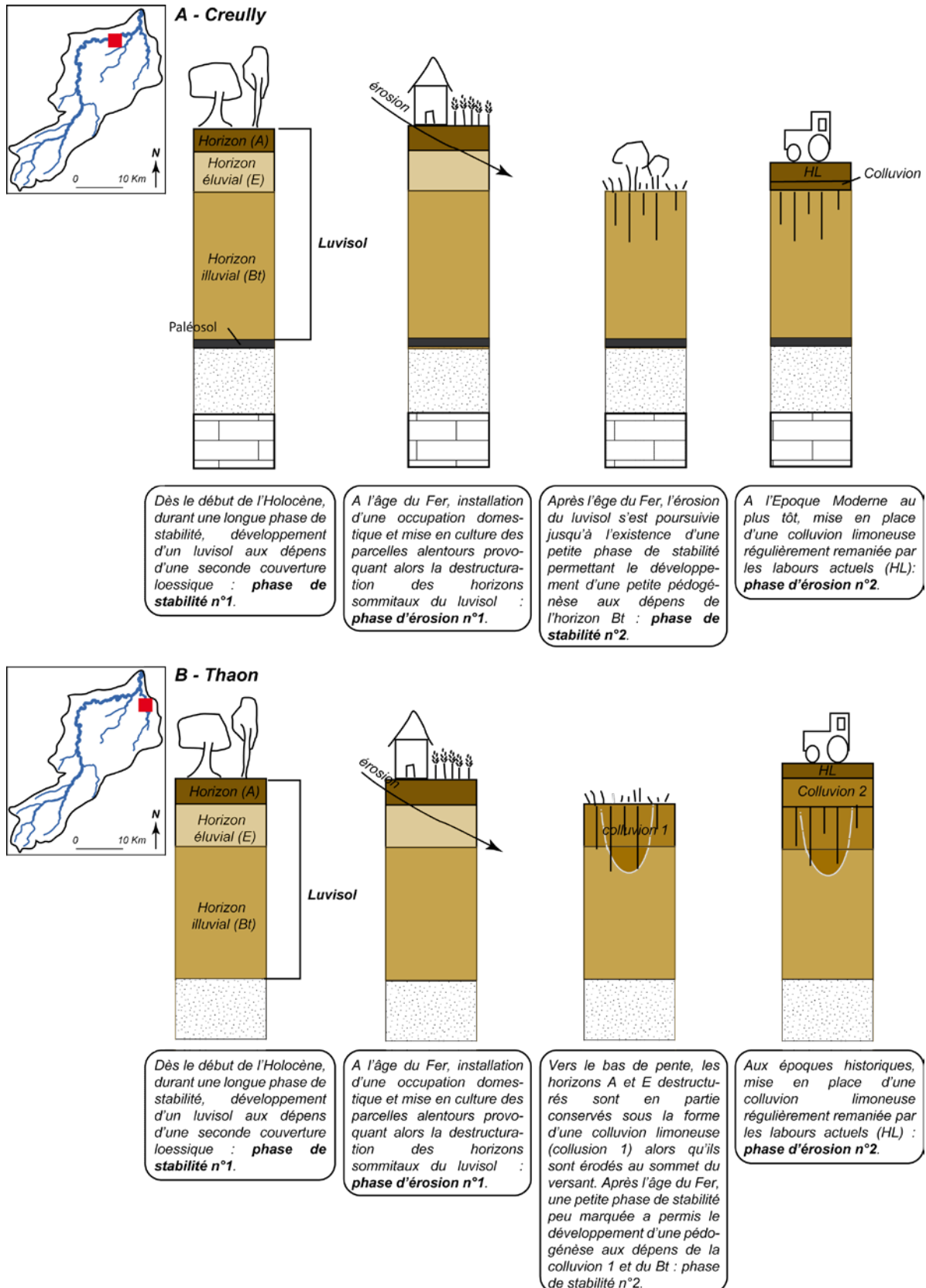


Figure 9.25 : Evolution des profils pédologiques au cours de l'Holocène à Creully et Fontaine-Henry (Germain-Vallée et Lespez, 2011).

Pour l'exemple de Thaon (fig.9.25B), présenté précédemment, les analyses ont également mis en évidence une première phase d'érosion sur l'ensemble du versant, associée à

l'Age du Fer, et qui a conduit en bas de versants à la formation d'une première colluvion limoneuse. Puis, après une nouvelle phase de stabilité, de nouveaux processus d'érosion se sont produites aux époques historiques et ont permis la formation d'une seconde phase de colluvionnement en bas de pente.

Une zone aujourd'hui considérée comme présentant des dépôts colluviaux peut donc avoir subi au préalable une ou plusieurs phases d'érosion et de colluvionnement. La réalité des processus s'avère beaucoup plus complexe que les modélisations réalisées aujourd'hui dans le cadre de la majorité des budgets sédimentaires établis en Europe de l'ouest.

◆ *Mise en place d'une seconde méthode d'estimation du niveau d'érosion des sols*

Afin de prendre en compte le fait que des surfaces en dépôt puissent avoir subi au préalable une phase d'érosion, nous avons réalisé un nouveau budget sédimentaire Holocène en considérant que les processus d'érosion ont touché l'ensemble des versants y compris ceux ayant subi une phase de colluvionnement. Concrètement, le niveau d'érosion utilisé correspond à la valeur moyenne des sondages en érosion. (voir fig.9.20). Le calcul des dépôts moyens reste inchangé, les colluvions n'ayant pas touché l'ensemble de la surface du bassin versant.

Pour la classe [0 - 1 %]		Erosion	Dépôt
36 sondages	30 sondages en érosion 83 % de l'effectif	S1 : 0,07 S2 : 0,14 S3 : 0,12 ⋮ S30 : 0,02	S1 : 0 S2 : 0 S3 : 0 ⋮ S30 : 0
	6 sondages en dépôts 17 % de l'effectif		S1 : 0,01 S2 : 0,06 S3 : 0,03 ⋮ S6 : 0,01
moyenne		0,15 m	0,01 m

Figure 9.26 : Evolution de la méthode de calcul de l'érosion et des dépôts moyens pour chaque classe de pente si l'on considère que l'ensemble des versants a subi une phase d'érosion.

◆ *Résultats (2) :*

En affectant à chaque classe de pente des niveaux d'érosion supérieurs à la première tentative de budget sédimentaire, le volume de sédiments érodés s'accroît et atteint 30.10^6 t, soit un niveau d'érosion spécifique de $80 \text{ t/km}^2/\text{an}$ si l'on considère que les processus d'érosion ont débuté à la fin de l'Age du Bronze (fig.9.27). Dans le même temps, les dépôts colluviaux et alluviaux n'ont pas évolué et sont toujours estimés respectivement à 10.10^6 t et 15.10^6 t. Compte

tenu de l'application de niveaux d'érosion supérieurs, on observe cette fois des exports évalués à 5.10^6 t. On constate ainsi un taux de résidence des sédiments dans le bassin versant qui atteint cette fois 85%. Il reste donc très important. Les exports du bassin versant représentent quant à eux 15% des sédiments érodés sur les versants. Les résultats obtenus pour ce second budget sédimentaire semblent donc correspondre davantage à ce qui a été observé en Europe de l'ouest. Toutefois, la masse de sédiments stockés dans les fonds de vallées reste très élevée au regard de celle des colluvions. Il est donc difficile d'accorder un degré de certitude élevé quant à ces résultats. Ils permettent néanmoins de souligner qu'une grande partie des sédiments produits au cours de la crise érosive connue depuis la fin de l'âge du Bronze et de l'âge du Fer se trouve toujours stockée dans les bassins versants de la Thue et de la Mue.

B - Scénario 2 (Identifiés sur Bv Gronde)

Classe de pente	Surface Thue + Mue (km ²)	Erosion moyenne (m)	Dépôt moyen (m)	Volume érodé (10 ⁶ m ³)	Masse érodée (10 ⁶ t)	Volume stocké (10 ⁶ m ³)	Masse stockée (10 ⁶ t)
Vallons secs	9,7	0	0,7	0	0	6,8	8,0
0 - 1 %	53,3	0,145	0,01	7,7	9,1	0,5	0,6
1 - 3 %	28,4	0,196	0,014	5,6	6,6	0,4	0,5
3 - 5 %	42,0	0,204	0,019	8,6	10,1	0,8	0,9
5 - 10 %	10,2	0,263	0	2,7	3,2	0	0
> 10 %	2,7	0,284	0	0,7	0,8	0	0
Total érosion				25,3	29,8		
Total colluvions						8,5	10,0
Total stock de fonds de vallées						14	15

Figure 9.27a : Extrapolation du modèle d'érosion aux bassins versants de la Thue et de la Mue et budget sédimentaire associé. Tableau des résultats.

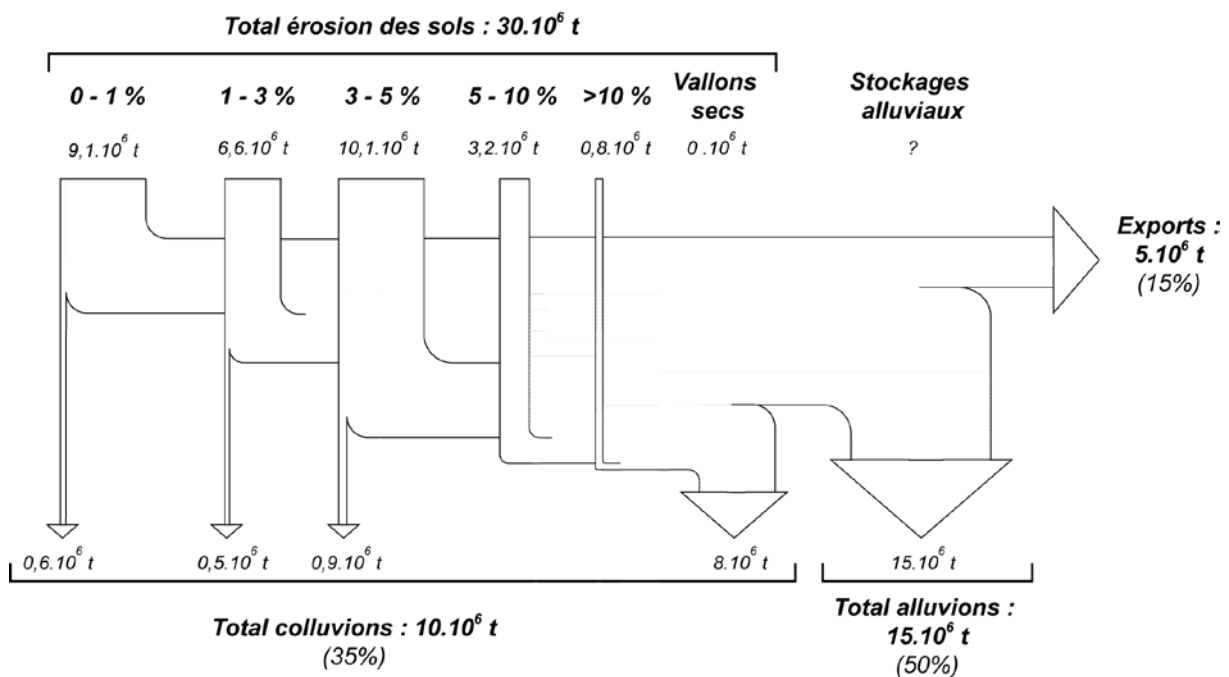


Figure 9.27b : Budget sédimentaire Holocène des bassins de la Thue et de la Mue si l'on considère que l'ensemble des versants a subi une phase d'érosion.

2.3. *Vers un budget sédimentaire Holocène du bassin versant de la Seulles : démarche exploratoire*

Les sondages réalisés en domaine armoricain n'ont pas permis d'évaluer les stockages sédimentaires en amont des haies. De la même manière, en l'absence de données archéopédologiques, il n'a pas été possible d'évaluer le niveau d'érosion des sols au cours de l'Holocène. Il n'est donc pas envisageable actuellement de proposer un budget sédimentaire précis des dynamiques sédimentaires holocènes pour le bassin versant de la Seulles. Néanmoins, afin d'obtenir un budget sédimentaire à l'échelle globale, nous avons à **titre purement exploratoire**, appliqué le modèle d'érosion utilisé sur les bassins de la Thue et de la Mue à l'ensemble du bassin. L'utilisation de ce modèle en contexte armoricain pose question puisque les dynamiques sédimentaires qui affectent l'amont de la Seulles diffèrent de celles observées sur le Bassin Parisien. Il est cependant peu probable que les niveaux d'érosion estimés pour le bassin versant de la Gronde soient supérieurs à ceux observés dans le Massif Armoricain où les systèmes de pentes sont nettement plus marqués. Ainsi, au-delà de la précision relative des résultats, **nous avons cherché à identifier les grandes tendances** qui pourraient se dégager en terme de dynamiques sédimentaire Holocène. D'autre part, les résultats pourraient servir à **orienter notre démarche méthodologique future** et les prospections de terrains qui devraient être mises en œuvre.

Nous avons donc réalisé deux nouveaux budgets sédimentaires : un premier pour la vallée de la Seulles, qui permet de proposer une organisation des dynamiques sédimentaires pour le domaine armoricain, et de comparer les résultats acquis avec ce qui a été observé en domaine sédimentaire. Un dernier budget est enfin mis en place à l'échelle de la Seulles dans sa globalité.

2.3.1. *Extrapolation du modèle d'érosion de la Thue et de la Mue au contexte armoricain*

L'application du modèle d'érosion utilisé dans les bassins de la Thue et de la Mue dans la vallée de la Seulles évalue un volume érodé de 67.10^6 t, ce qui s'explique par des pentes plus marquées à l'amont de la Seulles. La masse des colluvions déposées sur les versants n'est estimée qu'à 3.10^6 t, soit 5% des sédiments érodés. Cette valeur est bien inférieure aux 35% qui avaient été observés dans les bassins de la Thue et de la Mue. Cependant, l'effet de stockage éventuel des haies perpendiculaires à la pente n'a pu être pris en compte, ce qui laisse penser que cette valeur est sous-estimée. La masse de sédiments stockée dans les fonds de vallées a été évaluée sur le terrain à 36.10^6 t (voir chapitre 7), soit 54% des sédiments érodés sur les versants. Enfin, les 40% restant auraient été exportés, ce qui représente un niveau d'érosion spécifique de $44 \text{ t/km}^2/\text{an}$. Cette valeur est 2,4 fois supérieure au flux sédimentaires mesurés au cours de la période de mesure par la station de Tierceville. Dans les ordres de grandeur, ces valeurs ne paraissent pas aberrantes.

Au-delà des valeurs brutes qui sont largement discutables, il est intéressant de noter que les stockages localisés dans les fonds de vallées (vallées drainées ou vallons secs) représentent environ la moitié des sédiments érodés sur les versants (36.10^6 t, soit 54%), valeur bien inférieure à ce qui avait été observé dans les bassins de la Thue et de la Mue où ces deux entités représentaient 23.10^6 t, soit 77% de sédiments érodés. Ceci s'explique probablement par la densité de drainage élevée en domaine armoricain qui limite très fortement le nombre de vallons secs, et qui favorise une très bonne connectivité entre les têtes de bassins versants et le

réseau hydrographique. Ainsi, malgré l'imprécision du modèle de départ, on observe clairement que la densité de drainage, et par conséquent la connectivité entre les têtes de bassins et le reste du réseau hydrographique, jouent un rôle majeur sur les dynamiques sédimentaires internes du système fluvial. Les résultats montrent également que les taux d'érosion spécifiques devaient être supérieurs à ce qui est observé aujourd'hui sur le bassin de la Seulles.

Vallée de la Seulles		(Identifiés sur Bv Gronde)					
Classe de pente	Surface (km ²)	Erosion moyenne (m)	Dépôt moyen (m)	Volume érodé (10 ⁶ m ³)	Masse érodée (10 ⁸ t)	Volume stocké (10 ⁶ m ³)	Masse stockée (10 ⁸ t)
0 - 1 %	22,3	0,145	0,01	3,2	4	0,2	0,2
1 - 3 %	46,1	0,153	0,014	9,0	11	0,6	0,7
3 - 5 %	101,1	0,162	0,019	20,6	24	1,9	0
5 - 10 %	67,0	0,263	0	17,6	21	0	0
> 10 %	20,6	0,284	0	5,9	7	0	2,1
Total érosion				56,3	79		
Total colluvions						2,7	3,0
Total stock de fonds de vallées						30	36

Figure 9.28a : Extrapolation du modèle d'érosion à l'ensemble de la vallée de la Seulles en amont de la commune Creully.

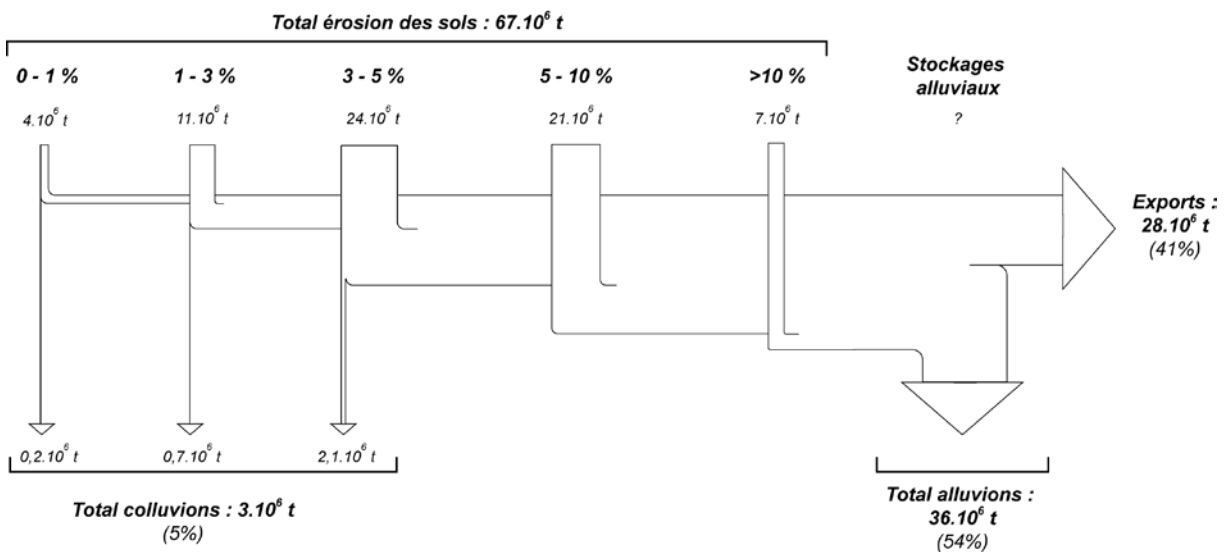


Figure 9.28b : Hypothèse de budget sédimentaire Holocène pour la vallée de la Seulles en amont de la commune de Creully.

2.3.2. Proposition d'un budget sédimentaire Holocène à l'échelle du bassin versant de la Seulles

Le budget sédimentaire obtenu à l'échelle du bassin versant de la Seulles est très hypothétique, mais permet d'identifier de grandes tendances des dynamiques sédimentaires du bassin. Il permet d'estimer le volume total de sédiments érodés à 97.10⁶ t, soit un niveau d'érosion spécifique de 96 t/km²/an. Les colluvions représenteraient 13.10⁶ t, soit 13% des sédiments érodés dont près des 2/3 sont localisés dans les vallons secs des bassins de la Thue et de la Mue. La masse de sédiments déposés dans les fonds de vallées est toujours élevée. Elle est

estimée à 51.10^6 t, soit 53% des sédiments érodés. Les résultats mettent donc en évidence le fait qu'une part importante des sédiments érodés au cours de l'Holocène resterait aujourd'hui piégée en interne dans le bassin. Enfin, 33.10^6 t (34%) auraient été exportés du bassin versant, ce qui représente un niveau d'érosion spécifique de $30 \text{ t/km}^2/\text{an}$. Ces valeurs ramenées sur une période de 2 500 ans, date d'initiation du colmatage limoneux des fonds de vallées, représente des flux sédimentaires 1,7 fois supérieur à ce qui est aujourd'hui observé dans le bassin versant de la Seulles. De nouveau, ces résultats ne semblent pas aberrants. Cette valeur est d'ailleurs sans doute surestimée compte tenu de l'incertitude liée à l'estimation du piégeage des sédiments en amont des haies en domaine armoricain.

Bassin versant de la Seulles		(Identifiés sur Bv Gronde)					
Classe de pente	Surface (km ²)	Erosion moyenne (m)	Dépôt moyen (m)	Volume érodé (10 ⁶ m ³)	Masse érodée (10 ⁶ t)	Volume stocké (10 ⁶ m ³)	Masse stockée (10 ⁶ t)
Vallons secs	75,6	0	0,7	11,1	13,1	0,7	0,8
0 - 1 %	74,5	0,145	0,01	14,9	17,6	1,0	1,2
1 - 3 %	143,1	0,153	0,014	28,9	34,1	2,5	3,0
3 - 5 %	77,9	0,162	0,019	20,5	24,2	0	0
5 - 10 %	23,3	0,263	0	6,6	7,8	0	0
> 10 %	9,7	0,284	0	0	0	6,8	8,0
Total érosion (10 ⁶ m ³)				82,0	96,8		
Total colluvions (10 ⁶ m ³)						11	13
Total stock de fonds de vallées						43	51

Figure 9.29a : Extrapolation du modèle d'érosion à l'ensemble du bassin versant de la Seulles.

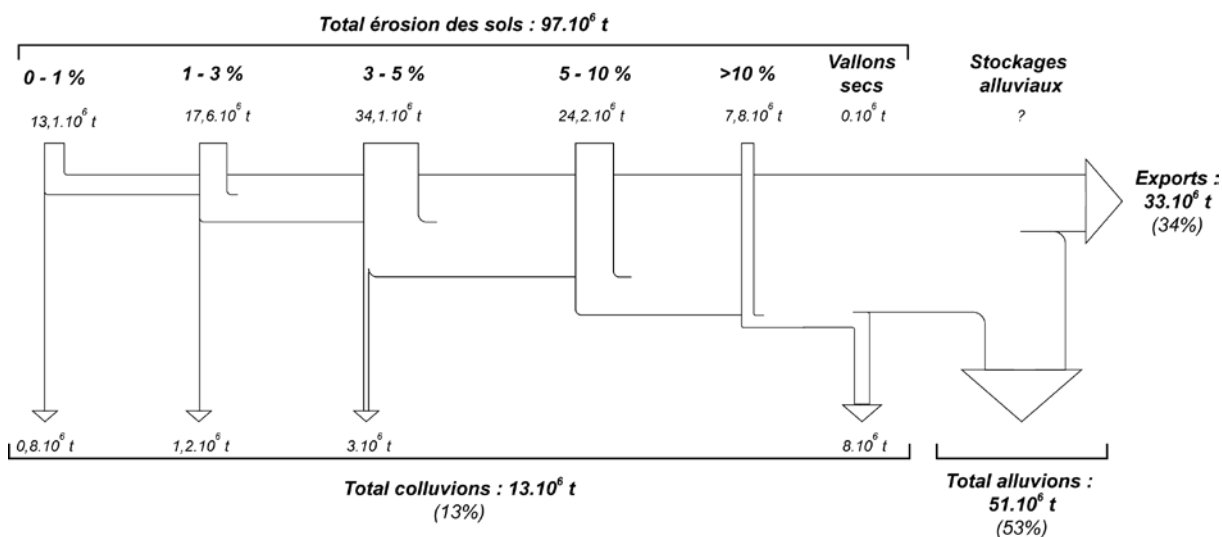


Figure 9.29b : Budget sédimentaire Holocène hypothétique du bassin versant de la Seulles.

Conclusion et perspectives

◆ Principaux résultats

Au-delà du caractère très prospectif des analyses présentées au cours de ce chapitre, il est possible de faire émerger plusieurs résultats tangibles. L'analyse chrono-stratigraphique des remplissages de fonds de vallées a démontré une évolution importante des dynamiques fluviales au cours de l'Holocène. Après une longue période de stabilité du système fluvial, caractérisée par un remplissage sablo-graveleux sur la Seulles et une sédimentation principalement organique sur la Thue et la Mue contrôlée par les caractéristiques hydro-climatiques du bassin versant, on observe l'atterrissement brutal des fonds de vallées. Il est constitué de limons de débordement d'origine détritique qui viennent colmater l'ensemble de la vallée à partir du début de l'Age du Fer, puis s'amplifient à compter du Haut Moyen-âge. Les analyses géomorphologiques, micro-morphologiques et archéologiques menées en parallèle sur les versants montrent que cette évolution est liée au développement de l'agriculture sur les versants, qui a provoqué une ouverture des versants et a facilité la connexion du ruissellement aux fonds de vallées (Lespez, 2012).

La masse très importante des stocks alluviaux ou colluvio-alluviaux présents dans les fonds de vallées tend à démontrer qu'une part importante des sédiments érodés durant la seconde moitié de l'Holocène n'a pas été jusqu'à présent exportée du bassin versant. Même si elle reste à affiner dans le détail, la masse des colluvions déposée dans les bassins versants de la Thue et de la Mue va également dans ce sens puisque les deux budgets sédimentaires proposés estiment un taux de résidence compris entre 85 et 100%. En contexte armoricain, les dépôts colluviaux semblent représenter une part nettement moins conséquente des sédiments érodés sur les versants (60%). En effet, la forte densité de drainage facilite l'évacuation des sédiments produits sur les versants vers l'aval du bassin. Les stockages situés en amont des haies n'ont toutefois pas été pris en compte et pourraient probablement augmenter la part de sédiments déposés sur les versants.

Les conséquences de la crise érosive observée au cours de l'Holocène, qui a conduit à la formation de l'ensemble des dépôts colluviaux, colluviaux-alluviaux et alluviaux, joue aujourd'hui un rôle important sur les dynamiques sédimentaires actuelles de la Seulles. En effet, près de la moitié des sédiments exportés de nos jours par le cours d'eau proviennent de l'érosion des berges. Une part non négligeable des flux sédimentaires actuels provient donc du déstockage de dépôts sédimentaires hérités, issus de processus d'érosion des sols observés à compter de l'Age du Fer.

Les conséquences des colluvions produites depuis l'Age du Fer sur les dynamiques actuelles de la Seulles sont plus complexes à identifier. A l'amont, les dépôts colluviaux sont principalement stockés en amont des haies mais n'ont pu être quantifiés. Toutefois, la contribution actuelle des versants ayant été jugée négligeable sur les formations armoricaines, il est peu probable que les colluvions impactent de manière significative les transferts sédimentaires actuels du cours d'eau. Dans les bassins de la Thue et de la Mue, leur impact dépend de la capacité des processus de ruissellement érosif à inciser les dépôts colluviaux puis à être connecté au cours d'eau. Compte tenu des seuils nécessaires à la connexion des têtes de bassins au réseau hydrographique en domaine sédimentaire, la fréquence de connexion du ruissellement au cours d'eau reste faible, et à l'échelle annuelle la contribution des colluvions

reste probablement réduite. Des analyses plus détaillées des flux de MES seraient cependant à mener au sein de la Thue ou de la Mue.

◆ *Des incertitudes demeurent cependant*

Au terme de ce travail, de nombreuses incertitudes demeurent sur le fond et sur la forme. Sur le fond, les résultats obtenus soulèvent deux questionnements. En domaine armoricain, la variabilité des épaisseurs de sols sur les versants et en amont des haies reste encore inexpliquée. Le caractère semi-aléatoire de l'épaisseur des sols pose plus particulièrement la question de l'apparition du parcellaire agricole, qui provoque une redistribution des sédiments sur les versants, et de la date de mise en bocage qui peut venir piéger une part importante des sédiments si le réseau de haies est antérieur ou contemporain de l'apparition du parcellaire agricole.

Les résultats incitent également à s'interroger sur les piégeages intermédiaires qui représentent une part extrêmement élevée sur les bassins versants de la Thue et de la Mue, notamment dans les fonds de vallées. Ceci soulève la question de l'impact de la forte discontinuité longitudinale liée à l'édification de bouchons de tuf sur le bassin de la Mue. En effet, il est envisageable que ces formations tufacées favorisent un ralentissement des écoulements en amont et donc un stockage des sédiments. De plus, la majorité des débordements actuels sont liés à la saturation de la nappe alluviale qui provoque un débordement du cours d'eau dans sa plaine d'inondation. Ainsi, lorsque le ruissellement érosif produit sur les versants est connecté au cours d'eau, le ruissellement est ralenti dans la plaine d'inondation, ce qui favorise la formation de stocks sédimentaires.

D'un point de vue méthodologique, des inconnues demeurent également. Tout d'abord, il n'est pas possible aujourd'hui d'estimer l'érosion des sols au cours de l'Holocène en domaine armoricain. Les masses présentées dans les budgets sédimentaires de la vallée de la Seulles et du bassin versant global de la Seulles sont tout à fait hypothétiques. Nous manquons pour cela de connaissances sur l'évolution des sols au cours de l'Holocène et il faudrait une meilleure appréhension de l'histoire de la mise en bocage de l'amont du bassin de la Seulles pour savoir si les processus de redistribution des sédiments sur les versants sont antérieurs ou postérieurs à l'apparition des haies.

Afin de pouvoir comparer les budgets sédimentaires réalisés en Europe de l'ouest, il faudrait d'harmoniser davantage les méthodes utilisées lors de la réalisation des budgets sédimentaires. En effet, la diversité des méthodes employées et la grande variabilité des densités apparentes utilisées pour des unités stratigraphiques de granulométrie pourtant identiques conduisent à rendre parfois peu comparables entre eux les budgets sédimentaires holocènes des quelques bassins versants étudiés en Europe de l'Ouest. Il faudrait également travailler sur des bassins versants de superficies comparables, d'harmoniser la densité de sondages à réaliser, et d'utiliser des classes de pentes similaires.

Enfin, il serait nécessaire de travailler à une meilleure connaissance des dynamiques sédimentaires Holocènes sur les versants, dont la complexité est souvent largement simplifiée lors de la réalisation des budgets sédimentaires holocènes (Houben, 2008 ; 2009 ; 2012). Ceci permettrait d'affiner les niveaux d'érosion et les taux de résidence estimés.

◆ Pour envisager la réalisation d'un budget sédimentaire Holocène du bassin de la Seulles

Pour améliorer les résultats proposés précédemment, différentes données restent à acquérir (fig.9.30). Sur la partie du bassin située en domaine armoricain, en l'absence de logique d'organisation des stocks colluviaux en amont des haies clairement établie, il semble nécessaire de procéder à des sondages systématiques pour chacune des haies perpendiculaires à la pente. Cette démarche permettrait de quantifier avec davantage de précision la masse des colluvions. La réalisation d'un nombre élevé de sondages permettrait peut-être de faire émerger des facteurs discriminants de la distribution des colluvions en amont des haies. Il pourrait alors être envisagé de proposer un modèle d'évaluer le volume des colluvions utilisable pour d'autres bassins versants.

Etudes supplémentaires envisagées pour terminer le budget sédimentaire Holocène du bassin versant de la Seulles

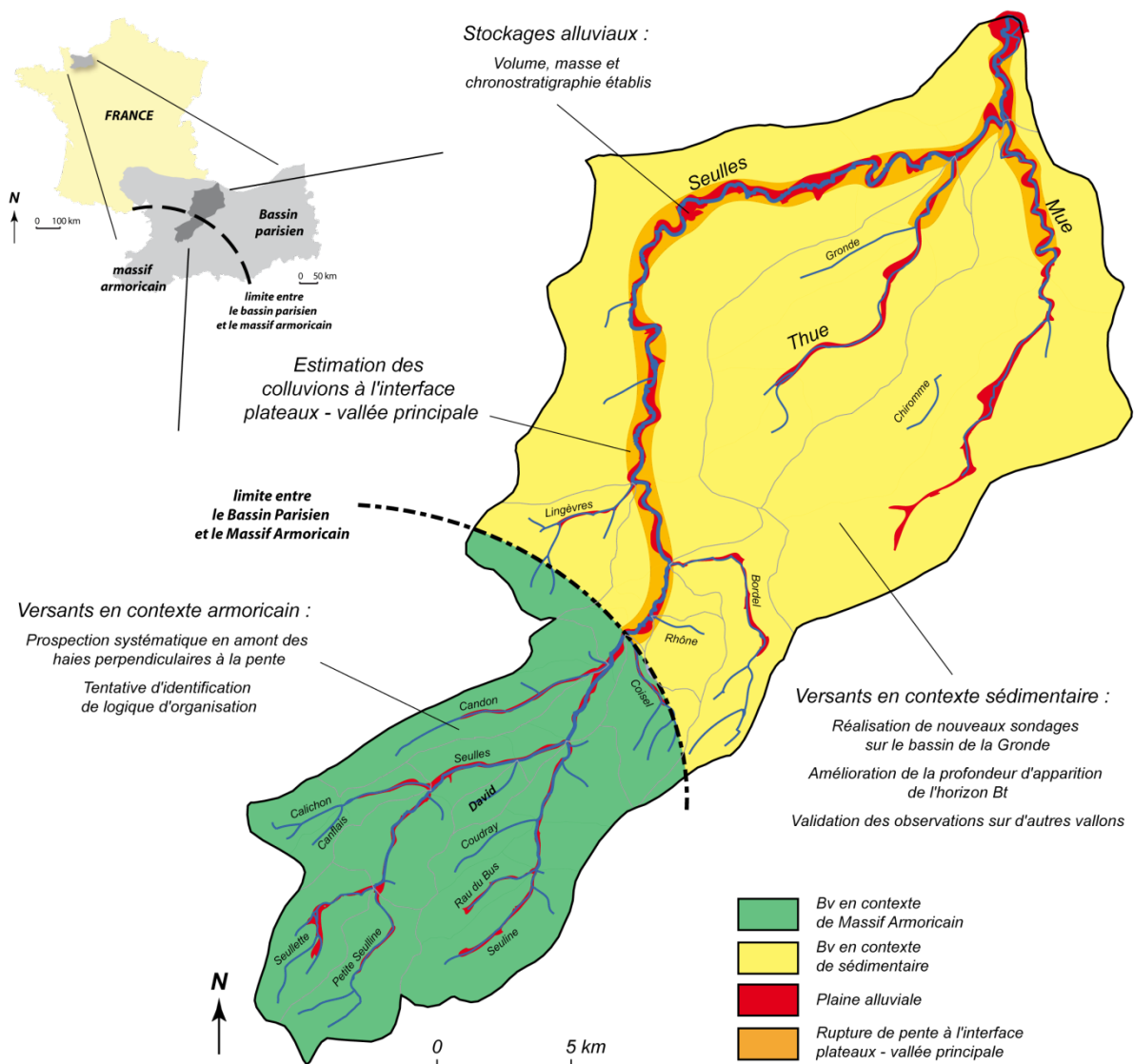


Figure 9.30 : Etudes complémentaires à développer pour affiner le budget sédimentaire Holocène du bassin versant de la Seulles.

Sur les formations sédimentaires, différents compléments d'analyses devraient être réalisés. Il serait en premier lieu nécessaire d'améliorer le modèle d'érosion proposé sur le bassin de la Gronde. Pour cela, la densité de sondages pourrait être augmentée pour s'approcher de celle qui avait été proposée par T. Rommens (2005) sur le bassin versant de Nodebaie. Ceci permettrait d'affiner l'évaluation des niveaux d'érosion et de dépôts sur les versants. Il serait également important d'évaluer avec davantage de précision la profondeur d'apparition de l'horizon Bt. Cette profondeur devrait en effet être calculée sur un nombre plus élevé de sondages dont les profils seraient jugés non perturbés au cours de l'Holocène. Le modèle d'érosion devrait ensuite être validé sur d'autres sous-bassins versants de la Thue et de la Mue. De nouveaux sondages devraient donc être réalisés. Enfin, il faudrait également évaluer la masse des colluvions localisées à l'interface entre les rebords de plateaux et les vallées principales. Deux profils ont d'ores et déjà été réalisés au niveau des communes de Thaon (sur la Mue) et de Creully (sur la Seulles, loc. fig.9.20) et permettent d'évaluer facilement ces dépôts. Il apparaît néanmoins important de réaliser des profils supplémentaires en travers des vallées afin d'apprécier avec davantage de précision la variabilité des résultats observés sur les profils existants.



Chapitre 10

Le devenir des transferts sédimentaires : éléments de prospective

- 1. Evolution des transferts sédimentaires dans un contexte de changement climatiquep 312*
- 2. L'impact de la mise en place de la DCE sur les transferts sédimentaires des cours d'eau de faible énergiep 325*

Introduction

Après avoir montré, à l'aide d'une approche rétrospective, l'impact important des dynamiques sédimentaires holocènes sur les flux de MES actuels observés dans la Seulles, ce chapitre propose d'adopter une **démarche prospective** qui a pour objectif de s'interroger sur le **devenir des hydrosystèmes et des transferts sédimentaires qui y sont associés**. Il n'était pas possible de mener au cours de ce travail une étude exhaustive des facteurs susceptibles de faire évoluer les paramètres de contrôle des hydrosystèmes car nous ne disposions pas des données nécessaires. **Nous avons donc fait le choix d'aborder deux questions qui engagent le futur de cet hydrosystème.**

Dans un premier temps, nous décrirons **l'évolution des flux de MES dans un contexte de changement climatique**, qui prévoit une modification des températures et des précipitations à moyen terme. Il s'agit ici plus particulièrement d'évaluer l'impact de l'évolution de la pluviométrie (seule variable dont l'évolution fait aujourd'hui consensus dans la communauté scientifique) sur la sensibilité des sols à l'érosion (§1). L'analyse se focalisera sur le bassin versant de Lingèvres qui présente une grande diversité de sols et de pratiques culturales.

Une seconde réflexion sera menée sur l'avenir des transferts sédimentaires dans les cours d'eau. Elle tentera de discuter des **conséquences de l'application d'un modèle de gestion imposé par la Directive Cadre sur l'Eau (DCE) sur les cours d'eau de faible énergie**. En effet, cette thématique présente aujourd'hui des enjeux forts en matière de gestion de la ressource en eau dans des hydrosystèmes dont le fonctionnement était jusqu'à présent peu étudié. Nous nous interrogerons alors sur les conséquences de la politique de restauration de la continuité écologique des cours d'eau qui se traduit par la suppression d'ouvrages latéraux et transversaux (§2). Ce chapitre montrera également comment les résultats de ce travail pourraient alimenter la réflexion sur les modalités de gestion actuelle et future des hydrosystèmes.

1. Evolution des transferts sédimentaires dans un contexte de changement climatique

1.1. Conséquences de l'évolution des précipitations sur les dynamiques sédimentaires d'un bassin versant

Un changement climatique a été clairement mis en évidence à l'échelle globale par les différents scénarios proposés par le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC). Ces observations sont confirmées à l'échelle régionale par un certain nombre d'indicateurs qui soulignent une tendance à l'augmentation des températures et de la pluviométrie hivernale, une réduction de la pluviométrie estivale et une augmentation de la variabilité climatique (Dubreuil et al, à paraître). Toutefois, si les évolutions climatiques font aujourd'hui consensus chez les scientifiques, leurs conséquences à l'échelle régionale restent encore complexes à appréhender compte tenu de la faible résolution spatiale des modélisations utilisées jusqu'à présent. Or, évaluer l'impact de ces changements à l'échelle locale est important si l'on souhaite mettre en place des actions de gestion des ressources environnementales ou d'adaptation des pratiques, notamment agricoles.

Parmi l'ensemble des changements climatiques identifiés par les climatologues, c'est sans doute l'augmentation de la pluviométrie hivernale qui est susceptible d'influencer le plus les dynamiques sédimentaires des bassins versants. Ses effets pourraient être multiples (fig.10.1). Sur les versants, une première conséquence de cette évolution pourrait être d'augmenter l'érosivité pluviale et par conséquent d'aggraver la sensibilité des sols à l'érosion. Une augmentation des précipitations pourrait conduire à la formation de volumes de ruissellement plus élevés. Les seuils nécessaires à la connexion du ruissellement érosif dans les parcelles agricoles étant susceptibles d'être atteints plus fréquemment, une augmentation des apports en sédiments provenant des versants est à craindre. Compte tenu de ces évolutions, des adaptations des pratiques agricoles sont à envisager.

Dans le cours d'eau, une augmentation des précipitations hivernales pourrait engendrer une augmentation du débit moyen au cours de cette saison, notamment en contexte armoricain qui présente une réactivité élevée aux précipitations. Une augmentation des débits liquides pourrait également accroître la fréquence des crues à débit plein bord. Une accélération du déstockage des sédiments déposés dans les fonds de vallées pourrait alors se produire. Dans le même temps, une plus grande fréquence des crues débordantes est envisageable. Conjuguée à une sensibilité accrue des sols à l'érosion, une sédimentation plus importante qu'actuellement pourrait être observée dans la plaine alluviale de la Seulles.

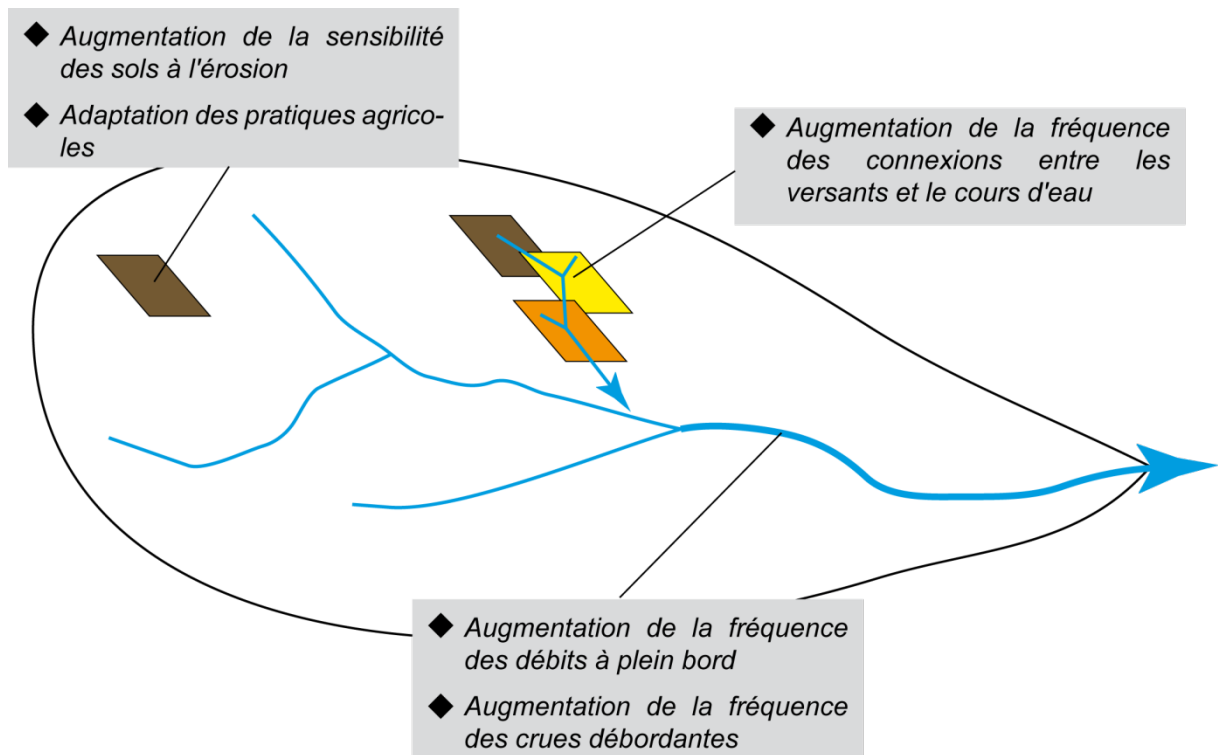


Figure n° 10.1 : Conséquences envisageables d'une augmentation des précipitations sur les dynamiques sédimentaires de la Seulles

Afin d'évaluer l'impact du changement climatique sur les dynamiques sédimentaires de la Seulles, il est nécessaire de disposer de données faisant consensus sur l'évolution de chacun des paramètres précédemment évoqués. Des projections permettent aujourd'hui de disposer d'informations reconnues sur l'évolution des précipitations pour les 100 prochaines années. En appliquant à un modèle de sensibilité des sols à l'érosion existant les projections

pluviométriques estimées par les climatologues, une estimation des conséquences d'une augmentation de la pluviométrie sur la ressource en sol est envisageable. On ne peut malheureusement pas en dire autant des pratiques agricoles dont l'évolution dépend à la fois de leur interaction avec le climat, mais également de choix politiques et socio-économiques. Les conséquences d'une augmentation de la pluviométrie hivernale sur la fréquence de connexion du ruissellement est dès lors difficile à évaluer car elle est très dépendante de l'occupation du sol. Il n'a donc pas été possible d'apporter de réponse à ces questions au cours de ce travail. Enfin, il serait nécessaire de modéliser l'impact d'une augmentation du débit sur l'évolution de la géométrie du chenal. Ce travail est envisagé à l'avenir mais n'a pu être réalisé dans le temps imparti à cette recherche. Nous avons toutefois montré que les processus de remobilisation des stocks de fonds de vallées sont actuellement, pour partie, indépendants de la puissance spécifique du cours d'eau compte tenu de sa faiblesse. Il est probable que l'augmentation de la fréquence du débit à plein bord n'ait que des conséquences limitées sur la remobilisation des stocks de fonds de vallées. Ainsi, compte tenu de la difficulté à disposer de données permettant de modéliser l'impact de l'évolution des pratiques agricoles et des débits suite à l'augmentation des précipitations, la projection proposée s'appuie sur une modélisation de l'évolution de la pluviométrie.

1.2. Démarche méthodologique

1.2.1. Le modèle SCALES

Pour estimer l'impact de l'augmentation de la sensibilité des sols à l'érosion, nous avons utilisé un modèle d'évaluation de la sensibilité potentielle des sols à l'érosion mis en point en 2010 et aujourd'hui éprouvé (Le Gouée et Delahaye, 2008 ; Le Gouée et al, 2010 ; Le Gouée et al, 2011). Ce modèle cartographique, de type expert, a été construit pour évaluer à l'échelle annuelle la sensibilité des sols à l'échelle régionale. Cependant, l'ensemble des données est intégré à l'échelle de la parcelle, ce qui lui confère une résolution spatiale élevée. Il est donc apte à produire des informations à échelle fine. Ce dernier intègre un ensemble de paramètres décrivant les caractéristiques intrinsèques du sol (instabilité structurale), le cadre physique du site étudié (inclinaison de la pente), l'érosivité pluviale (intensité journalière des pluies supérieures à 10 mm et surplus hydrologiques) ainsi que des informations relatives aux pratiques agricoles (durée et gestion des intercultures). L'ensemble de ces informations est converti selon 6 classes d'aléas de sensibilité à l'érosion des sols comprises entre le niveau 0 (absence d'aléa) et le niveau 5 (aléa très fort). Enfin, chacun des paramètres est hiérarchisé pour tenir compte de leur importance sur le niveau de sensibilité des sols final (fig.10.2).

Le modèle SCALES a été construit pour évaluer la sensibilité potentielle des sols à l'érosion à l'échelle annuelle. Cependant, afin de prendre en compte non seulement les tendances, mais également l'évolution de la distribution saisonnière des pluies engendrée par le changement climatique, il a été préalablement adapté pour que les données d'entrées puissent être intégrées aux échelles mensuelles et saisonnières (Stepkow, 2008 ; A. Goulet, 2010).

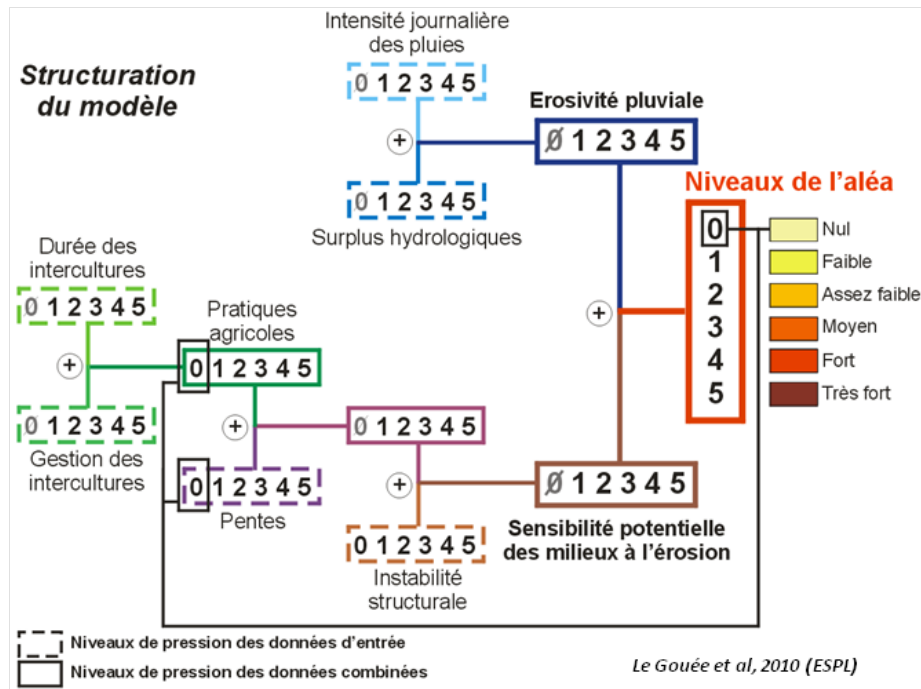


Figure n° 10.2 : Organisation du modèle SCALES, d'après Le Gouée et Delahaye, 2008.

1.2.2. Acquisition des données d'entrée du modèle

Les données nécessaires à la modélisation ont été acquises de la manière suivante (fig.10.3). Un MNT au pas de 20m a permis d'établir la carte des pentes. L'érodibilité des sols a été estimée sur la base des analyses de stabilité structurale effectuées lors de la réalisation de la carte des sols du Calvados au 1/50 000^{ème} (Le Gouée, 2008), et complétée par 18 sondages complémentaires représentatifs de la diversité des sols et des pratiques culturales du bassin versant de Lingèvres (Goulet, 2010). L'érosivité pluviale a été estimée sur la base des données journalières de pluie produites par Météo-France pour la station de Caen – Carpiquet. Elle a été calculée à partir du nombre moyen de jours présentant une pluviométrie supérieure à 10mm sur une période référence comprise entre 1991 et 2004. Les données relatives à la réserve utile ont été extraites de la carte des sols du Calvados (Le Gouée, 2008). Enfin, l'occupation du sol, nécessaire pour estimer le taux de recouvrement du sol par la végétation a été établie à partir de relevés de terrain réalisés entre septembre 2009 et août 2010.

Facteurs de l'évaluation de l'aléa Erosion	Données d'entrée Version originale	Données d'entrée Version BV du Lingèvres	Sources Version BV du Lingèvres	Résolution
<i>Pratiques agricoles</i>	Durée des intercultures	Taux de recouvrement végétal	Relevés de terrain	Parcelle
	Gestion des intercultures		Période septembre 2009-août 2010	
<i>Topographie</i>	Pentes	Pentes	Carte des pentes (MNT IGN)	Pas de 20 m
<i>Erodibilité des sols</i>	Stabilité structurale	Stabilité structurale	Carte des sols et de la stabilité structurale des sols de la zone d'étude à partir de données analytiques	Parcelle
<i>Erosivité pluviale</i>	Intensité des pluies	Intensité des pluies	Météo France (période 1991-2004)	Zone d'étude
	Surplus hydrologiques	Surplus hydrologiques	Carte des sols de la zone d'étude et Météo France (période 1991-2004)	Parcelle

Figure n° 10.3 : Données d'entrée du modèle SCALES pour l'estimation de l'aléa érosif à l'échelle mensuelle (Le Gouée et al, à paraître).

1.2.3. Les données d'entrée utilisées pour évaluer la sensibilité des sols à l'horizon 2100

Sur l'ensemble des données intervenant dans l'évaluation du niveau d'aléa érosion des sols, plusieurs sont susceptibles d'être impactées par le changement climatique. L'ensemble des travaux menés sur le changement climatique met aujourd'hui en évidence une évolution de la pluviométrie. L'ampleur de l'évolution diffère cependant selon les modèles utilisés (GIEC, 2007). L'ensemble des modèles s'accorde cependant sur une réduction de la pluviométrie annuelle, notamment en été, une augmentation du nombre de jours sans précipitations et une persistance plus importante des épisodes secs (Laignel et Souissi, 2010). Parmi les modèles disponibles, nous avons fait le choix d'utiliser le modèle A1b du GIEC qui présente une évolution modérée des températures et des précipitations vis-à-vis des modèles les plus pessimistes (A1) ou plus optimistes (B1). Le modèle A1b prévoit une augmentation moyenne des températures en Normandie de l'ordre de 2,8°C à l'échelle annuelle avec un pic de 3,2° supplémentaire en été. Il prévoit également un accroissement de la pluviométrie hivernale de l'ordre de 9% en hiver et une réduction de 21% des précipitations estivales. Une adaptation de l'évolution de la répartition mensuelle des précipitations (%) a été proposée par O. Cantat et al (2009 ; fig.10.4). Compte tenu des arguments évoqués en début de chapitre, il est difficile d'évaluer l'évolution des pratiques agricoles sur le long terme. C'est pourquoi, pour estimer l'évolution de la sensibilité des sols à l'érosion à l'horizon 2100, nous n'avons fait évoluer que la variable climatique en reconduisant, par défaut, les rotations culturales actuelles observées sur le bassin de Lingèvres.

Mois	Janv.	Fev.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Evolution des précipitations (A1b)	+ 9 %	+ 9 %	+ 8 %	+ 4 %	- 6 %	- 20 %	- 23 %	-20 %	- 6 %	- 4 %	+ 8 %	+ 9 %

Figure 10.4 : Evolution de la pluviométrie régionale (%) à l'horizon 2100 d'après le scénario A1b du GIEC (Cantat et al, 2009).

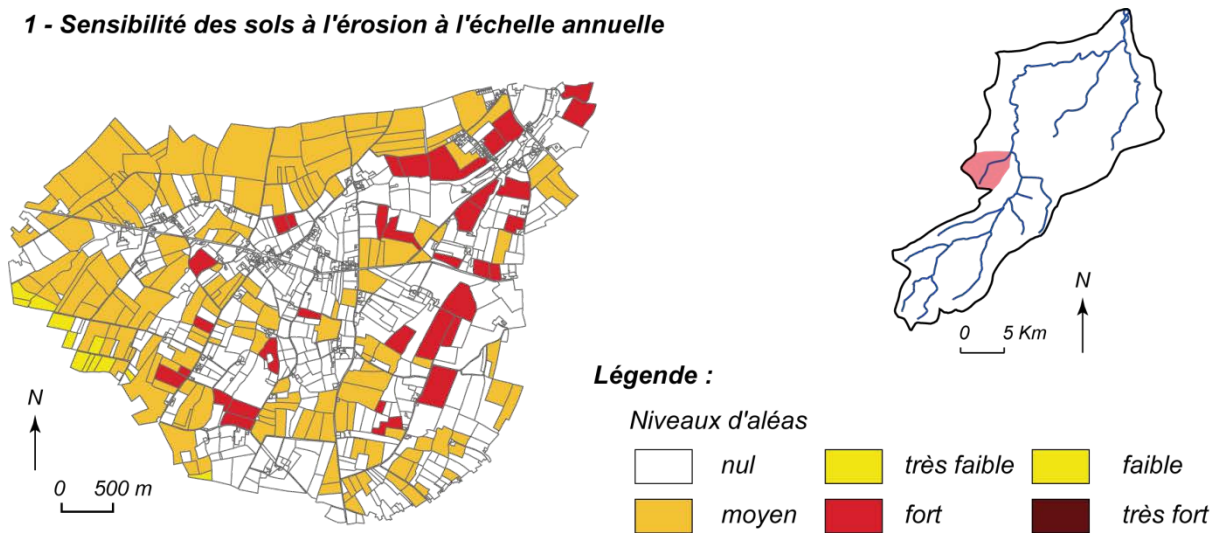
1.3. Résultats

1.3.1. Saisonnalité actuelle de la sensibilité des sols à l'érosion

A l'échelle annuelle, les sols des parcelles cultivées sont presque tous classés en aléa d'érosion moyen. Ce résultat global cache cependant une évolution importante de la sensibilité des sols à l'érosion au cours de l'année hydrologique. En effet, les résultats de la modélisation montrent que le printemps et l'été présentent un niveau d'aléa faible ou moyen. Ce niveau s'accroît cependant fortement en automne et en hiver qui présentent davantage une sensibilité moyenne des sols à l'érosion (fig.10.5).

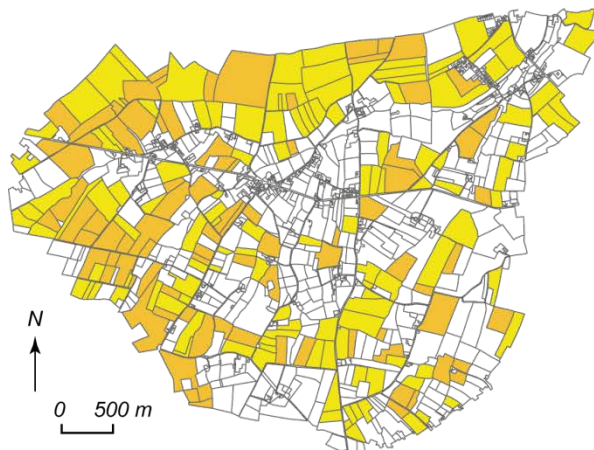
On observe également une variabilité mensuelle importante de la sensibilité des sols à l'érosion au cours de l'automne et de l'hiver. En septembre, les niveaux de sensibilité restent peu élevés avec 46% de la surface des parcelles cultivées représentées avec un aléa faible et 48% en aléa moyen. A cette période, les températures encore élevées et la poursuite d'une activité végétative importante ne permettent pas à la réserve utile des sols de se reconstituer intégralement.

1 - Sensibilité des sols à l'érosion à l'échelle annuelle



2 - Sensibilité des sols à l'érosion à l'échelle saisonnière

A Printemps



B Été



C Automne



D Hiver



Figure 10.5 : Evolution saisonnière de la sensibilité des sols à l'érosion actuelle aux échelles annuelle et saisonnière.

Sensibilité des sols à l'érosion à l'échelle mensuelle

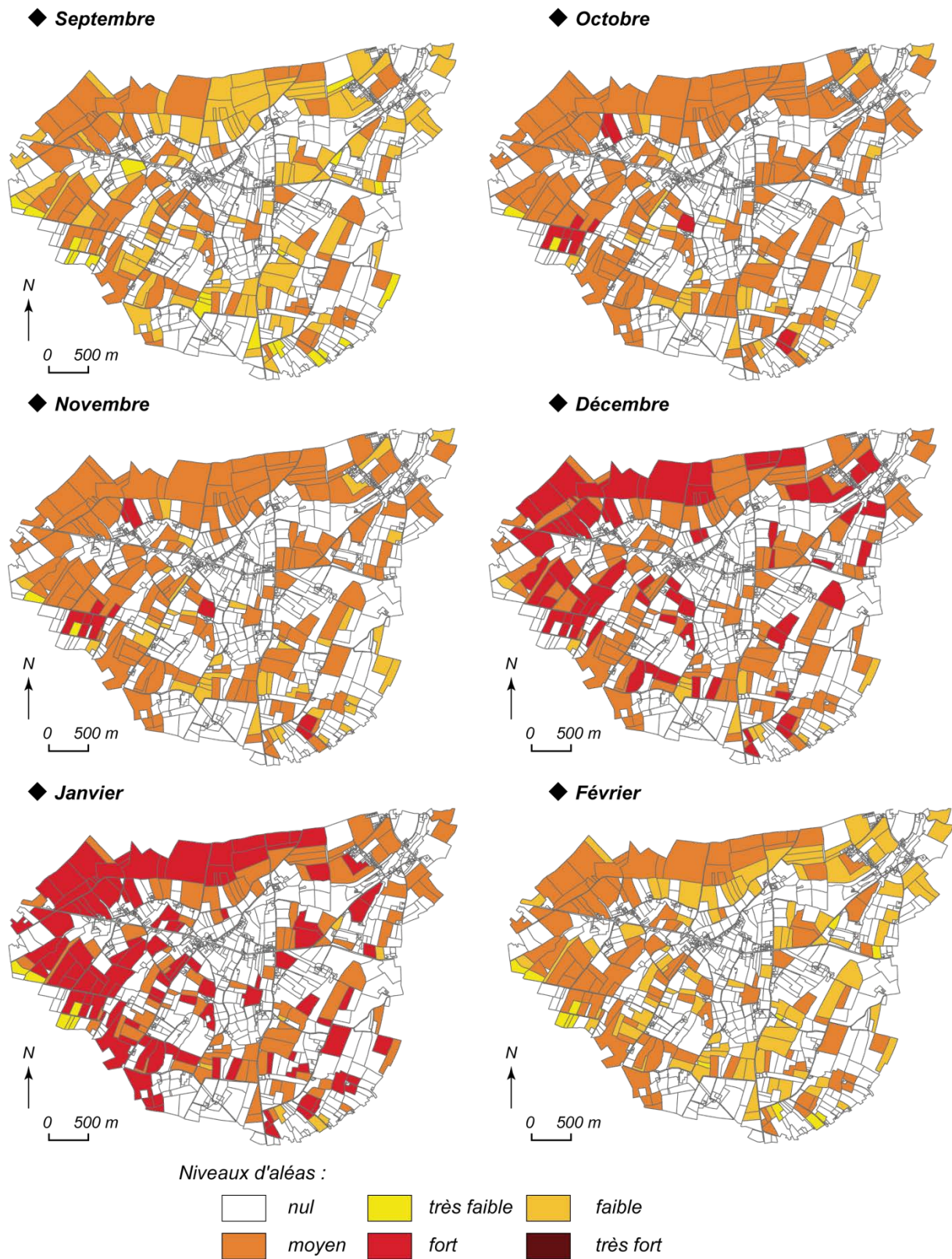


Figure 10.6 : Evolution saisonnière de la sensibilité des sols à l'érosion actuelle à l'échelle mensuelle.

Le niveau d'aléa augmente d'un cran à compter des mois d'octobre et novembre qui présentent un niveau de sensibilité moyen pour plus de 90% des parcelles cultivées (fig.10.5). La saturation progressive de la réserve utile provoque en effet, à cette période, les premiers surplus hydrologiques favorables à la formation de ruissellement de surface majoritairement laissé à nu, suite à la mise en place des semis en blé, ou au nombre élevé de parcelles laissées en l'état après la récolte du maïs. Les mois de décembre et janvier présentent la période où la sensibilité des sols à l'érosion est maximale. Elle est dominée par les classes d'aléas moyenne et forte (fig.10.6). Au cours de ces deux mois, les surplus hydrologiques sont élevés et des précipitations de faible intensité sont suffisantes pour engendrer des processus de ruissellement dans les parcelles agricoles.

L'aléa érosion commence à décroître à partir du mois de février qui présente un niveau de sensibilité faible pour les sols peu épais, mais qui reste moyen sur les sols plus épais positionnés sur les formations sédimentaires du nord du bassin, et qui présentent un niveau de stabilité structurale plus faible. En effet, la reprise de la croissance de la végétation favorise un recouvrement des sols plus élevé et leur assure une meilleure protection vis-à-vis de l'érosivité pluviale. Dans le même temps, on observe généralement une réduction du nombre de précipitations dépassant le seuil des 10 mm journaliers. L'eau disponible dans la réserve utile des sols est alors progressivement restituée à la végétation, ce qui limite fortement la formation de ruissellement de surface (fig.10.6).

1.3.2. Evolution de la saisonnalité de la sensibilité des sols à l'érosion à l'horizon 2100

Aux échelles annuelles et saisonnières, la projection de la sensibilité des sols à l'érosion à l'horizon 2100 ne met en avant aucune évolution de l'aléa, en dehors toutefois de la période hivernale où l'on observe l'aggravation du niveau de sensibilité des sols à l'érosion passant de moyen à fort (fig.10.7). Mais comme aujourd'hui, cette tendance annuelle cache dans les faits une forte variabilité de l'évolution de la sensibilité des sols à l'érosion au cours de l'année.

A l'échelle mensuelle, l'accroissement de la sensibilité des sols à l'érosion est particulièrement marqué entre les mois d'octobre et de mars. En début d'automne, au cours du mois d'octobre, les résultats montrent une réduction de la sensibilité des sols à l'érosion qui se traduit par un net recul des classes d'aléas moyens et forts au profit de la classe d'aléa faible (fig.10.7). Cette réduction trouve probablement son explication dans la réduction des précipitations estivales, ce qui pourrait avoir pour conséquence de retarder la saturation de la réserve utile des sols et l'apparition des surplus hydrologiques.

Les mois de novembre et décembre voient à l'inverse augmenter le niveau de sensibilité des sols à l'érosion (fig.10.8). Au cours du mois de novembre, on observe une nette progression de l'aléa fort notamment sur les sols peu épais du bassin. Cet accroissement de la sensibilité se poursuit ensuite au cours du mois de décembre où, plus de 90% des parcelles cultivées présentent un niveau d'aléa fort, alors qu'il ne représente aujourd'hui que la moitié des parcelles cultivées. Cette augmentation de la sensibilité s'explique principalement par des surplus hydrologiques bien supérieurs. Cet accroissement est tout d'abord observé sur les sols les moins épais du bassin dont la sensibilité augmente d'une classe dès le mois de novembre, puis touche l'intégralité du bassin versant lors du mois de décembre lorsque la totalité des sols du bassin est saturée en eau.

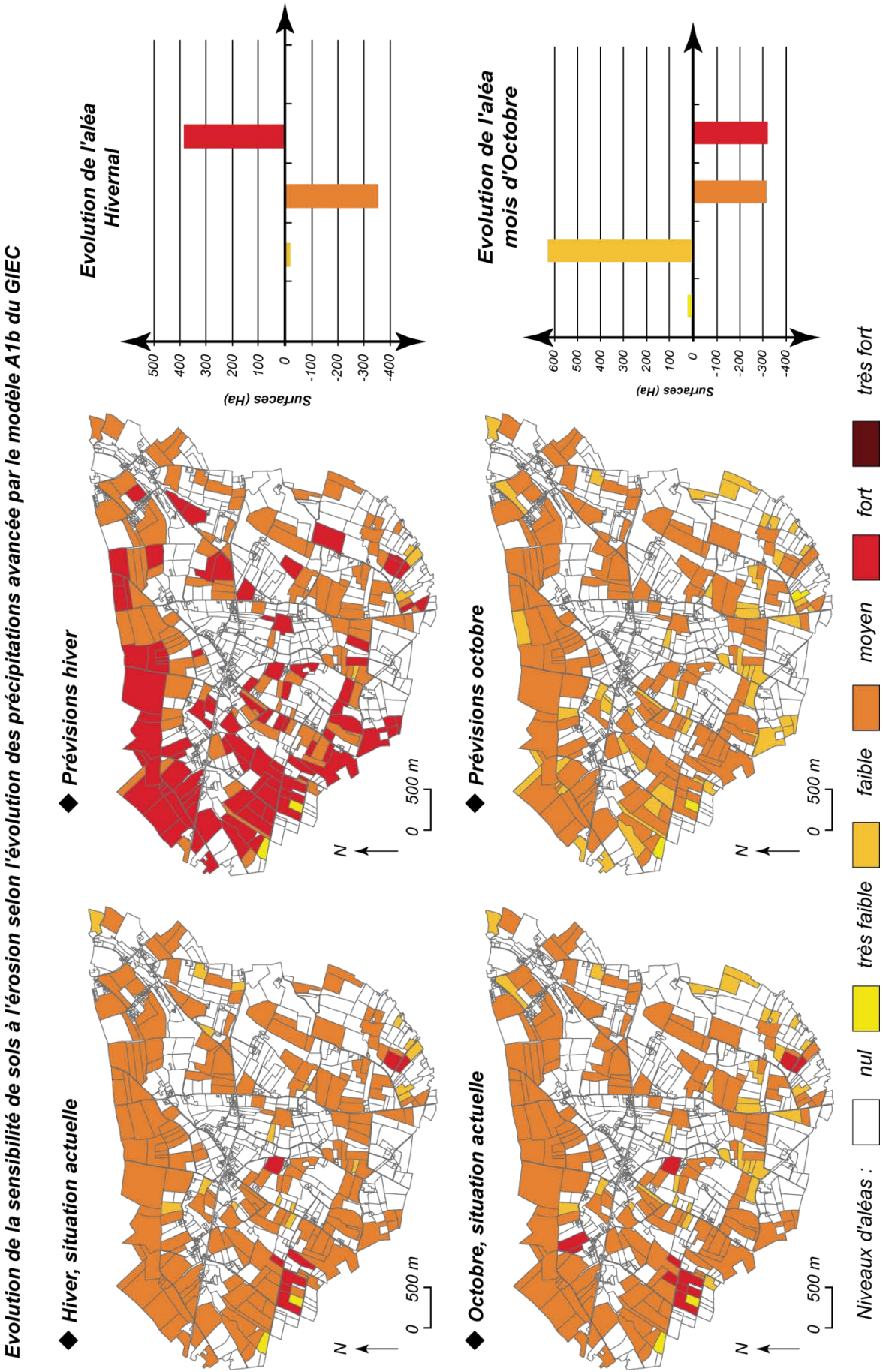


Figure 10.7 : Evolution de l'aléa érosion des sols au cours de l'hiver et du mois d'octobre.

Evolution de la sensibilité de sols à l'érosion selon l'évolution des précipitations avancée par le modèle A1b du GIEC

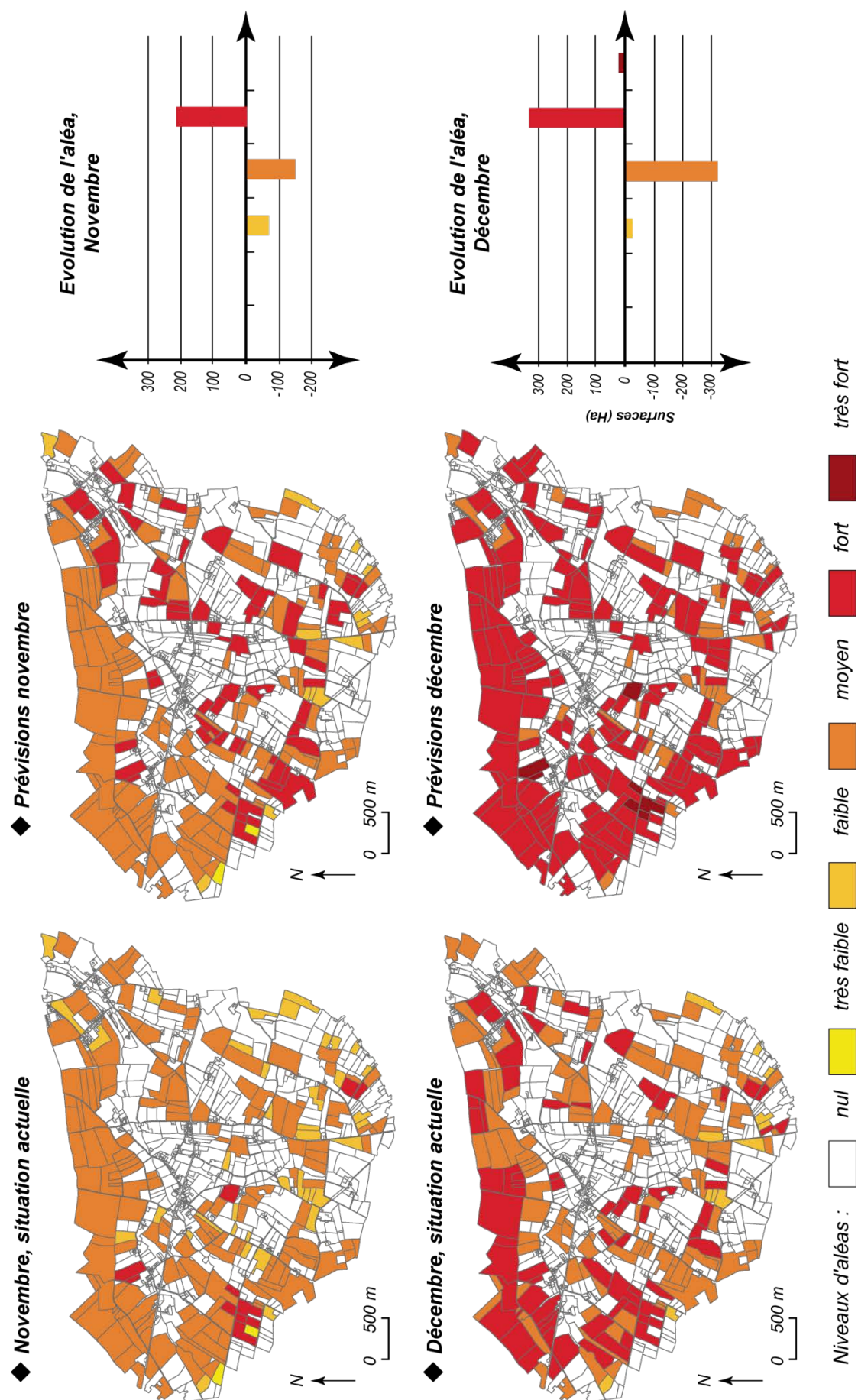


Figure 10.8 : Evolution de l'aléa érosion des sols au cours des mois de novembre et décembre.

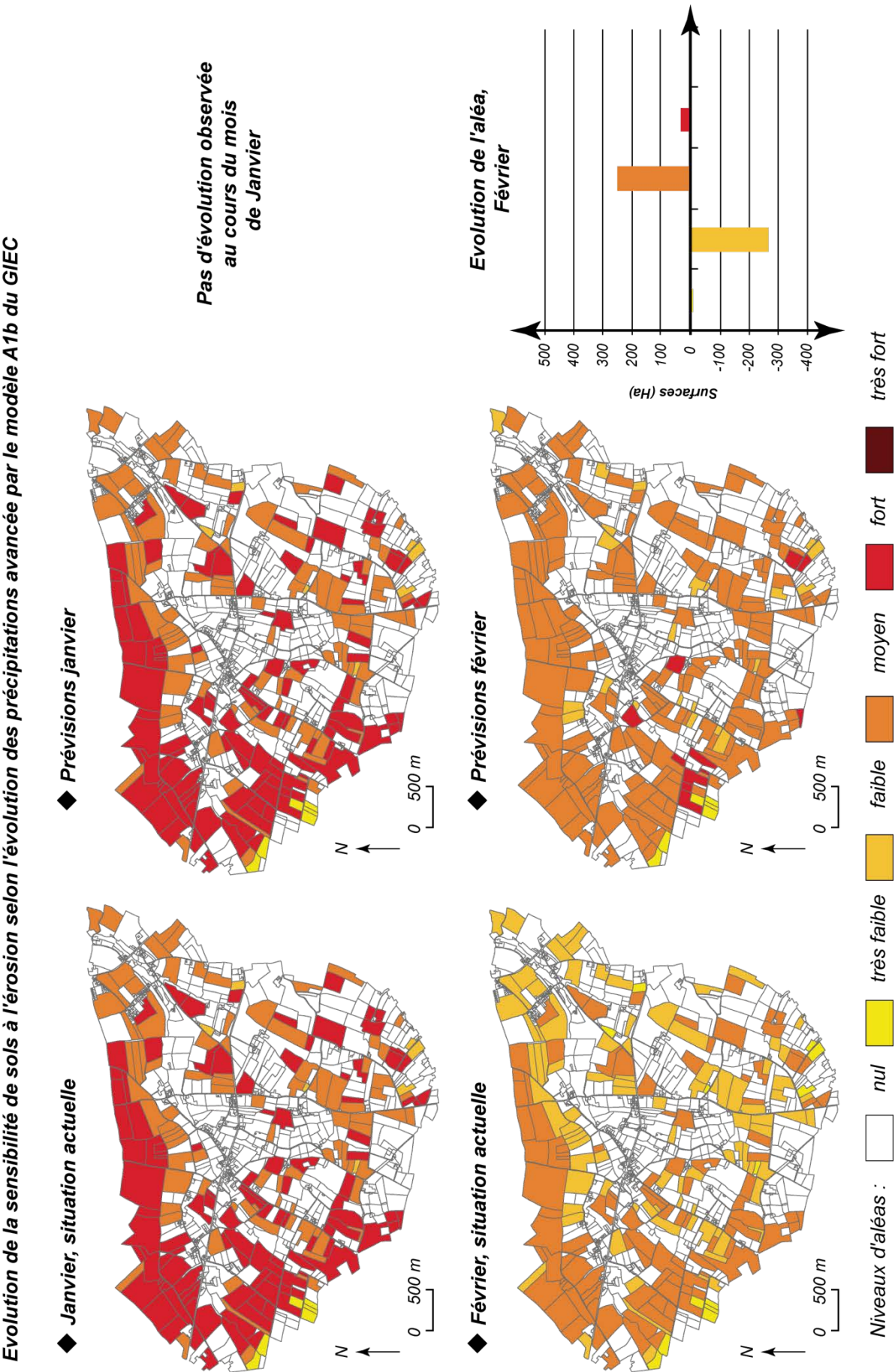


Figure 10.9 : Evolution de l'aléa érosion des sols au cours des mois de janvier et février.

Au cours du mois de janvier, la sensibilité des sols à l'érosion est déjà maximale depuis le mois précédent. Nous n'avons donc pas observé de variation entre la sensibilité actuelle des sols à l'érosion et celle proposée par le modèle à l'horizon 2100. La sensibilité marquée des sols à l'érosion semblerait ensuite se poursuivre au cours du mois de février qui voit passer les parcelles d'aléa moyen en aléa fort. Cette prolongation de la période de sensibilité au cours du mois de février s'explique par une augmentation des précipitations prévue de l'ordre de 9%. Alors qu'aujourd'hui, les surplus hydrologiques commencent à se réduire au cours du mois de février, l'accroissement des précipitations a pour conséquence de maintenir les surplus à des volumes semblables à ceux observés au cours des mois de décembre et janvier. Ils ne se réduisent finalement qu'au cours du mois de mars, tout comme la sensibilité potentielle des sols à l'érosion. Au cours du mois de février, c'est ainsi plus de 80% des parcelles cultivées qui conserveraient un niveau d'aléa moyen (fig.10.9).

1.4. Discussion

Les projections climatiques utilisées soulignent une augmentation de la sensibilité des sols à l'érosion en automne, au cours des mois de novembre et décembre, et en fin d'hiver. Elles semblent également mettre en avant une évolution de la saisonnalité de cette sensibilité sols. Elle serait en effet retardée à la fin de la période estivale, compte tenu de la vidange plus prononcée de la réserve utile des sols, mais se prolongerait en fin d'hiver, au cours du mois de mars (fig.10.10).

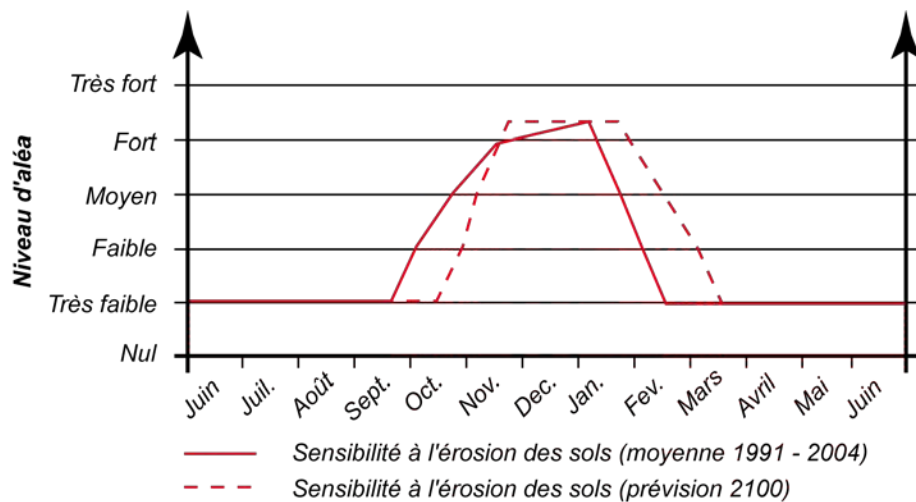


Figure 10.10 : Variation intra-annuelle de la sensibilité des sols à l'érosion sous l'effet du changement climatique (scénario A1b).

Si l'on compare les données climatiques estimées par le modèle A1b pour 2100 avec celles de notre période de référence (1991-2004), on observe que les projections pluviométriques sont très proches de celles observées au cours de l'année 1994. Sachant que la période de retour des conditions climatiques observées au cours de l'automne et de l'hiver 1994 est aujourd'hui de 4 ans (Le Gouée et al, à paraître), nous pouvons considérer que la sensibilité moyenne des sols à l'érosion en 2100 pourrait devenir proche de celle observée pour une année dont la période de retour est de 4 ans.

Nous ne disposons pas de données de transferts sédimentaires pour l'année 1994. Cela aurait permis de voir si une période automnale et hivernale présentant une période de retour de 4 ans

d'un point de vue climatique, augmente significativement les transferts sédimentaires transportés dans le bassin versant. Ceci dit, la cartographie de l'aléa érosion montre que la sensibilité maximale des sols à l'horizon 2100 n'est pas réellement supérieure à celle observée aujourd'hui au cours des mois de décembre et de janvier. Or, la contribution actuelle des versants dans le bilan sédimentaire global du bassin est faible, même lors des mois de décembre et de janvier, puisqu'à l'échelle annuelle elle n'a jamais dépassé le seuil des 10%. Par conséquent, malgré une augmentation de l'érosivité pluviale, il est peu probable qu'un accroissement de la sensibilité des sols fasse des versants une source majeure des transferts sédimentaires dans le bassin de la Seulles.

Ces résultats ne doivent cependant pas faire oublier que les modèles climatiques prévoient également une augmentation de la variabilité interannuelle des précipitations et une augmentation de la fréquence des événements « exceptionnels » en termes de volume ou d'intensité qui, plus que des tendances générales, pourraient avoir des conséquences importantes sur l'intensité de l'érosion des sols et les dynamiques sédimentaires dans le bassin versant. Un accroissement de ce type de phénomène pourrait favoriser en effet des processus érosifs ponctuels mais très marqués dans les parcelles agricoles, notamment en domaine d'openfield où la superficie moyenne des parcelles est généralement très importante.

Toutefois, en domaine sédimentaire, ces événements pourraient également provoquer un accroissement des transferts de MES dans les cours d'eau. En effet, sur les bassins de la Thue et de la Mue, des seuils de précipitations très élevés sont nécessaires pour permettre la connexion du ruissellement de surface au réseau hydrographique. Dans la plupart des cas, la majorité des sédiments produits actuellement à l'amont de ces bassins ne peut donc être exportée des vallons secs. C'est pourquoi, malgré une sensibilité élevée des sols à l'érosion, les niveaux d'érosion spécifiques estimés aux exutoires de bassins versants situés en domaine sédimentaire restent modestes. Une augmentation de la fréquence des événements jugés aujourd'hui « exceptionnels » pourrait augmenter la fréquence de connexion du ruissellement au cours d'eau. Ces événements auraient alors sur les flux de MES davantage d'impacts qu'une simple augmentation de l'érosivité pluviale. En domaine armoricain, l'augmentation de ces événements aura sans doute un impact plus réduit. En effet, les bassins versants disposent déjà aujourd'hui d'une connectivité très efficace entre les têtes de bassins et le réseau hydrographique.

Au-delà des conséquences directes de l'évolution des précipitations sur la sensibilité des sols à l'érosion, il apparaît important d'acquérir des connaissances quant à l'adaptation des systèmes de production agricoles et des rotations culturales à l'évolution du climat. Cette thématique représente en effet un enjeu de recherche important car au-delà de l'évolution de la pluviométrie, *« l'influence du changement climatique sur l'érosion devrait être en grande partie indirecte au travers de l'adaptation des pratiques voire des systèmes agricoles aux conditions climatiques qui agissent directement sur les processus érosifs »* (Le Gouée et al, à paraître). Or, en domaine armoricain, plus qu'une augmentation de la sensibilité des sols à l'érosion, c'est la suppression des haies et des prairies qui pourraient accentuer la contribution des versants. De la même manière, les espaces dominés par les cultures industrielles et céréalières, la suppression des jachères ou de certains herbages positionnés dans les zones de concentration des écoulements de surface, peuvent avoir des conséquences importantes sur la sensibilité des espaces au ruissellement et aux inondations aux exutoires des bassins versants.

Il est néanmoins probable que les évolutions socio-économiques et politiques, notamment en matière d'agriculture, soient responsables de mutations des paysages et des pratiques agricoles bien plus importantes et rapides que le changement climatique. De fait, la refonte de la PAC, prévue dans les prochaines années, devrait avoir des conséquences importantes sur les modalités de production. La suppression des quotas laitiers pourrait favoriser une intensification de la production agricole. De nombreuses surfaces aujourd'hui en prairies seraient alors susceptibles d'être transformées au profit de surfaces en maïs d'ensilage qui permettent d'alimenter un nombre plus élevé de bovins. Or, la suppression de prairies localisées à proximité du cours d'eau ou dans les axes de concentration du ruissellement dans les têtes de bassins versants, pourrait avoir des conséquences immédiates sur les flux de MES observés dans les cours d'eau.

De la même manière, la fin du « gel obligatoire » de 10% des terres agricoles (jachères), initialement mise en place par la réforme de la PAC de 1992 pour lutter contre la surproduction céréalière chronique, pourrait aussi avoir des conséquences importantes sur les dynamiques de ruissellement sur les versants. En effet, dans les zones particulièrement sensible à l'érosion des sols et au ruissellement, comme la Haute-Normandie, la mise en place de ces jachères avait permis la création de zones enherbées au niveau de zones de concentration clés du ruissellement et permettent aujourd'hui, grâce à des mesures dites « d'hydraulique douce » de limiter les risques d'inondations plus en aval dans le bassin versant. Leur suppression amènerait sans doute l'apparition de processus érosifs plus marqués et la connexion plus importante du ruissellement au cours d'eau. Il est donc probable que l'évolution des pratiques agricoles définies par des choix économiques et politiques, ait des conséquences bien plus importantes et immédiates que le changement climatique. Il serait donc plus intéressant d'analyser l'évolution des transferts sédimentaires sur la base de scénarios prospectifs d'évolution des pratiques agricoles dans le grand ouest.

2. L'impact de la mise en place de la DCE sur les transferts sédimentaires des cours d'eau de faible énergie

La gestion des cours d'eau est aujourd'hui dominée en France et en Europe par l'instauration en 2000 de la DCE dont l'objectif est d'atteindre le bon état écologique des milieux aquatiques pour 2015. Cette dernière a été transposée en droit français en 2004, et a donné lieu à la mise en place en 2006 d'une nouvelle loi sur l'eau appelée Loi sur l'Eau et les Milieux Aquatiques (LEMA). Différents inventaires, réalisés au début des années 2000 par l'Agence de l'Eau, ont mis en évidence que la perte de qualité biologique peut être attribuée à une mauvaise « *qualité physique des rivières* » (Adam et al, 2007). Un « *programme ambitieux de restauration morphologique des cours d'eau anthropisés* » a donc été élaboré aux échelles nationales et européennes. Pour atteindre le bon état écologique des milieux aquatiques, un certain nombre de leviers ont été créés. Ils se basent principalement sur le rétablissement de la continuité écologique et sédimentaire des milieux aquatiques. Ils imposent par conséquent la suppression d'un maximum d'ouvrages latéraux et transversaux qui déconnectent l'amont de l'aval. L'objectif recherché est aussi de redonner de la puissance au cours d'eau afin qu'il retrouve une dynamique fluviale non contrainte. La restauration des continuités et de la mobilité du chenal serait alors garante d'une biodiversité élevée. Cette méthode d'action est définie sous le nom de restauration « passive ». Elle doit permettre de limiter la mise en place d'une restauration dite

« active », plus coûteuse, qui nécessite une action anthropique beaucoup plus importante et difficile à mettre en place sur des linéaires élevés.

Cette politique de suppression des ouvrages menée actuellement dans la région, conduit à proposer ou à imposer l'arasement (réduction de la hauteur des seuils) ou le dérèglement (suppression des seuils) de nombreux ouvrages. Leur suppression ne pose généralement pas de problème lorsque ces derniers sont abandonnés ou ne sont plus utilisés. Cependant, de fortes oppositions apparaissent lorsqu'ils favorisent le développement d'activités récréatives et économiques ou présentent des aménités paysagères ou environnementales reconnues. Il nous a ainsi semblé intéressant de discuter les actions de gestion actuellement mises en place dans le cadre de la DCE et de la LEMA sur les cours d'eau de faible énergie au regard des résultats acquis au cours de ce travail.

Les puissances spécifiques mesurées sur le chenal principal de la Seulles sont très faibles, bien en deçà du seuil des 35 W/m^2 jugés nécessaires pour commencer à observer des ajustements (Malavoi, 1996 ; Adam, 2007). Nous avons aussi montré sur le bassin, que la dynamique fluviale n'a qu'un rôle limité sur les volumes de sédiment remobilisés dans les fonds de vallées. Ce sont majoritairement les processus aériens qui semblent favoriser cette contribution élevée. On peut donc logiquement s'interroger sur la validité du postulat orientant les actions de gestion vers la suppression des ouvrages latéraux et transversaux, qui part du principe que la puissance est un levier susceptible, dans la majorité des cas, de permettre au cours d'eau de s'auto-ajuster et de retrouver une dynamique fluviale « naturelle ».

La suppression des ouvrages devrait permettre d'accentuer la pente générale de la ligne d'eau du cours d'eau et donc sa puissance. A l'échelle locale, même si les processus sont encore peu étudiés, la suppression d'un ouvrage devrait probablement avoir un impact direct sur la dynamique fluviale. En effet la suppression de la chute d'eau amènera à une régularisation du profil en long qui devrait conduire à une réduction locale de la pente de la ligne d'eau et donc des capacités d'érosion. Les processus d'érosion en aval du seuil pourraient alors se réduire en terme d'intensité, voire disparaître si le seuil de puissance nécessaire à la mobilité du cours d'eau n'est plus atteint.

En amont de l'ouvrage supprimé, l'abaissement de la hauteur d'eau dans le chenal pourrait soumettre une part plus importante des berges aux processus d'érosion aériens notamment par le biais de la mise en place de glace de ségrégation lors des périodes d'alternance gel-dégel. L'abaissement de la ligne d'eau augmenterait sans doute également la sensibilité des berges aux processus de déstabilisation gravitaire. Ces deux éléments auraient ainsi tendance à accroître la sensibilité des berges à l'érosion sur des linéaires jusqu'à présent peu sensibles (Corbonnois et al, 2012). Des études sont néanmoins actuellement en cours et devraient permettre de préciser les conséquences locales de l'arasement des ouvrages en travers sur les processus d'érosion de berges dans les cours d'eau de faible énergie (Melun et al, 2012.).

Le choix de supprimer les ouvrages en travers part du postulat que la perte de puissance observée localement doit permettre d'accroître significativement la pente de la ligne d'eau et donc la puissance fluviale à l'échelle globale. Or, une étude menée sur le bassin versant de l'Huisne au cours des années 2011 et 2012 (Corbonnois et al, 2012) a montré que l'arasement de l'ensemble des ouvrages en travers de ce cours d'eau aurait deux conséquences principales. Elle aurait pour effet de supprimer les zones de mobilité du cours d'eau situés directement en aval

des ouvrages d'une part. D'autre part, le gain de pente général du cours d'eau ne permettrait pas d'atteindre le seuil des 35 W/m^2 nécessaire à assurer des processus de mobilité du cours d'eau dans la plaine alluviale. Dans ce cas, les opérations de suppression des ouvrages, souvent très coûteuses, auraient des conséquences inverses à ce qui a été envisagé au départ.

Dans la majorité des cours d'eau, et *a fortiori* pour ceux de faible énergie, il est nécessaire de supprimer l'ensemble des ouvrages en travers pour espérer un gain significatif en puissance de la lame d'eau. En effet, la suppression d'un seul ouvrage ne devrait avoir que des conséquences limitées et ponctuelles sur le profil en long du cours d'eau. Or, le nombre de ces ouvrages est très important en Basse-Normandie. Un recensement réalisé en Basse-Normandie par la CATER estime ainsi à 21 le nombre de ces ouvrages dans le bassin versant de la Seulles en amont de Tierceville, ce qui représente environ un ouvrage tous les 8 km de cours d'eau. Cette densité est d'autant plus forte dans le chenal principal du cours d'eau où un ouvrage a été recensé pour 3 km de cours d'eau. C'est pourquoi, pour observer une évolution importante de la pente de la ligne d'eau, il est nécessaire de supprimer un nombre élevé de ces ouvrages. Compte tenu du coût des travaux nécessaires à la réalisation de ces opérations, il n'est pas certain que l'ensemble des ouvrages puissent être supprimés d'ici 2015.

La faiblesse des puissances spécifiques pose également la question de la résilience des systèmes fluviaux, et donc de la durée nécessaire au cours d'eau pour atteindre un nouvel état d'équilibre, une fois les ouvrages supprimés. En effet, les capacités de régularisation du profil en long des systèmes fluviaux de faible énergie, préalables à l'augmentation des puissances spécifiques, sont aujourd'hui mal connues. On ignore également le temps nécessaire à ces ajustements. On peut donc envisager que le gain de puissance de la lame d'eau espéré n'intervienne qu'à moyen ou voire long terme. C'est pourquoi, même s'il était envisageable économiquement parlant de supprimer l'intégralité des ouvrages en travers, il n'est pas évident, dans les cours d'eau de faible énergie de l'ouest de la France, que le gain de puissance spécifique soit suffisant afin d'atteindre le seuil nécessaire pour s'auto-ajuster, et que les gains de puissances puissent être atteints dans un laps de temps compatible avec la nécessité d'atteindre le bon état écologique des cours d'eau d'ici 2015. La mise en application de la DCE ne devrait donc vraisemblablement pas accroître de manière notable et rapide l'intensité des transferts sédimentaires.

La suppression des ouvrages a également pour objectif d'assurer la continuité sédimentaire grossière des cours d'eau. En effet, les ouvrages en travers favorisent leur piégeage et provoquent en aval des zones de pavage ou des dynamiques d'incision néfaste à la qualité écologique du cours d'eau. Or, même si les dynamiques sédimentaires des éléments grossiers dans les cours d'eau de faible énergie restent à déterminer, il est peu probable, compte tenu des puissances spécifiques, que les ouvrages en travers représentent un obstacle majeur à leur transfert vers l'aval. Leur suppression ne devrait donc pas permettre à la charge grossière d'être davantage transportée. Ces opérations pourraient cependant mener à remobiliser des stocks de MES déposés en amont de chacun des ouvrages, ce qui pourrait favoriser la sédimentation dans le chenal en aval et provoquer des dynamiques d'eutrophisation. De la même manière, ces sédiments pourraient dégrader la qualité chimique des eaux s'ils ont été préalablement affectés par des polluants avant leur dépôt. Il n'est donc pas certain que la suppression des seuils permette d'atteindre les objectifs initialement prévus.

Conclusion

La discussion de l'évolution des dynamiques sédimentaires au regard des grandes problématiques environnementales actuelles met en avant la grande stabilité du système. Il semble que l'augmentation de la pluviométrie envisagée à l'échelle 2100 dans le cadre du changement climatique n'aurait que des conséquences limitées sur la sensibilité des sols à l'érosion. En effet, le niveau de sensibilité moyen observé d'ici un siècle correspondrait aujourd'hui à une année dont la période de retour est de 4 ans. L'impact de la variabilité interannuelle et de l'augmentation de la fréquence des épisodes « exceptionnels » pourraient néanmoins avoir des conséquences plus importantes sur les transferts sédimentaires, notamment en domaine d'openfield.

Les travaux menés actuellement dans le cadre de la DCE, destinés à remettre en place la continuité écologique et basés sur l'arasement des ouvrages latéraux et transversaux ne devraient pas non plus avoir des conséquences notables sur les cours d'eau de faible énergie comparables à celui de la Seulles. En effet, compte tenu de la faiblesse des puissances spécifiques, il est peu probable que les effets de la suppression des ouvrages hydrauliques permettent au système de gagner rapidement une mobilité du chenal et d'assurer le transfert de la charge grossière en aval du bassin.

Ainsi, ce sont les choix socio-économiques, susceptibles de modifier les pratiques notamment agricoles dans le bassin versant, qui risquent d'avoir les conséquences les plus importantes sur l'évolution des dynamiques sédimentaires des systèmes fluviaux de faible énergie. Tout comme au cours de l'Holocène, le rôle de la mise en valeur de l'espace par l'homme sur les flux sédimentaires internes aux bassins versants apparaît prépondérant.

Conclusion générale

◆ *Rappel du contexte de recherche et des objectifs de recherche*

La DCE, mise en place en 2000 et complétée par la loi LEMA en 2006, font toutes deux état d'une **dégradation importante de la qualité des cours d'eau**. Pour y remédier, elles ont défini des objectifs visant à améliorer sensiblement la qualité des masses d'eau françaises et européennes d'ici 2015. A l'échelle régionale, des études menées dans le cadre de la réalisation du SDAGE Seine-Normandie ont souligné que parmi l'ensemble des indicateurs suivis, **les transferts sédimentaires représentaient régionalement un des principaux facteurs responsables de la détérioration de la ressource en eau**. La quantification et la caractérisation des flux sédimentaires dans les hydrosystèmes normands représentaient donc des **enjeux majeurs en termes de gestion des milieux et des ressources environnementales**. C'est pourquoi, à l'heure où l'on s'interroge sur les modalités de gestion des masses d'eau et des bassins versants, il nous a paru important de mener une étude centrée sur les **cours d'eau « ordinaires » de l'ouest de la France**, qui disposent généralement d'une énergie réduite ($<15\text{W/m}^2$) et qui, contrairement aux systèmes fluviaux plus dynamiques du sud de la France, sont restés **peu étudiés jusqu'à présent**.

Ces problématiques de gestion ont mis en évidence l'importance de questions plus fondamentales. En effet, si des études se sont attachées à évaluer le degré d'érosion des sols à l'échelle de la parcelle, à analyser les dynamiques de ruissellement au sein des blocs culturaux ou à quantifier les volumes de sédiments exportés des bassins versants, **les modalités de transferts des sédiments entre la parcelle agricole et l'exutoire du bassin sont restées difficiles à déterminer**, car des dépôts intermédiaires sont susceptibles de se produire sur les versants ou dans les fonds de vallées. C'est pourquoi, pour améliorer la connaissance de ces systèmes et aller au-delà d'une approche en boîte noire du fonctionnement du système bassin versant, notre recherche a eu pour objectifs d'**identifier l'origine des sédiments** dans le bassin versant, de **comprendre le rôle de l'emboîtement des échelles sur l'organisation spatiale et temporelle des transferts sédimentaires** dans les hydrosystèmes normands et d'extraire des résultats des éléments de réflexion permettant d'**alimenter la discussion sur la gestion de ces problématiques**.

◆ *Mise en place d'un observatoire des transferts de MES sur le bassin versant de la Seulles*

Pour établir les liens entre les différents sous-systèmes sédimentaires internes à un bassin versant, nous avons adopté une **démarche systémique** qui a permis d'acquérir un ensemble d'informations qualitatives et quantitatives sur les dynamiques sédimentaires qui animent chacun des sous-systèmes.

Afin de mener cette approche, nous avons mis en place un réseau de suivi des transferts sédimentaires dans le bassin versant de la Seulles (430 km²), localisé sur la terminaison orientale du Massif Armoricaire dans sa partie amont et sur les plateaux sédimentaires de la campagne de Caen dans sa partie aval. Sa position de contact entre ces deux unités morpho-structurales est à l'origine d'une diversité géomorphologique, pédologique et paysagère, qui fait de la Seulles un **bassin versant représentatif des hydrosystèmes observés en Basse-Normandie**. Ce bassin était donc particulièrement intéressant pour observer une variété de dynamiques sédimentaires, et pertinent pour la mise en place d'un **observatoire des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes normands**.

La création d'un réseau de **quatre stations de mesures** au printemps 2009 a permis de suivre à **haute fréquence**, sur une durée supérieure à 2 ans, les flux de MES en différents points du bassin. Une première station a été positionnée à l'exutoire et mesure les transferts sédimentaires pour tout le bassin. Une seconde a été mise en place dans le cours d'eau au niveau de la limite entre le Massif Armoricaire et le Bassin Parisien. Cette station a permis, d'une part, de quantifier les volumes de sédiments exportés du massif ancien et, d'autre part, de mesurer la contribution du bassin sédimentaire. Le réseau de mesures a été complété par deux autres stations localisées aux exutoires de sous-bassins versants représentatifs (environ 15 km²), permettant de prendre en compte la diversité des contextes hydrologiques, lithologiques, pédologiques, géomorphologiques et paysagers. Le positionnement des stations à différentes échelles emboîtées (pour des bassins de 15 km², 150 km² et 250 km²) a permis de s'interroger sur les conséquences de l'échelle d'observation sur les dynamiques spatiales et temporelles des transferts sédimentaires.

Pour identifier l'origine des sédiments dans le bassin ainsi que leur contribution respective, cinq sites de mesure de l'érosion des berges ont été mis en place. Ils ont été répartis à la fois sur les affluents et sur le cours d'eau principal. Enfin, pour estimer la contribution des versants et des têtes de bassins versants, des suivis de terrains ont été réalisés sur les bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline

◆ **Niveaux d'érosion spécifiques et temporalités des transferts sédimentaires dans le bassin versant de la Seulles**

Au cours de la période d'étude, les niveaux d'érosion spécifiques ont été estimés dans un intervalle compris entre **15 et 33 t/km²/an**. Ces valeurs sont faibles en comparaison avec celles qui peuvent être observées dans des contextes plus dynamiques. Elles sont toutefois à **l'image de ce qui a pu être observé sur le Bassin Parisien ou dans le Massif Armoricaire**. Des niveaux d'érosion spécifiques compris entre 24 et 28 t/km²/an ont été relevés en domaine armoricaire. Sur les formations sédimentaires, malgré des sols plus sensibles à l'érosion, cette valeur se situe seulement aux environs de 15 t/km²/an. C'est en position de transition entre les deux domaines géologiques que le niveau d'érosion le plus élevé a été mesuré (33 t/km²/an). Les deux années de suivi ont chacune été marquées par un épisode de crue significatif (un décennal au cours de l'année hydrologique 2009 – 2010 et un cinquantenal au cours de l'année 2010 – 2011). Il est donc probable que les niveaux d'érosion spécifiques obtenus représentent une valeur assez haute de ce qui est plus habituellement observé sur le bassin de la Seulles.

Nous avons également montré une bonne corrélation entre la taille du bassin versant et les niveaux d'érosion spécifiques observés. Ces derniers passent en effet de 28 et 33 t/km²/an dans les sous-bassins à 24 t/km²/an pour un bassin de 135 km² et à 18 t/km²/an pour le bassin versant de la Seulles dans sa globalité. La réduction du niveau d'érosion spécifique avec la taille du bassin versant s'explique par un effet d'échelle, mais également par la diminution de la densité des zones sources d'amont en aval du bassin de la Seulles.

Pour chacun des sites de mesure, nous avons montré **que la majorité des transferts sédimentaires a été exportée au cours de l'automne et de l'hiver** qui ont concentré plus de **80%** des flux de MES annuels. Au sein de ces saisons propices, ce sont avant tout les phases de crues qui ont provoqué les flux de MES les plus importants. Les dynamiques temporelles des transferts sédimentaires identifiées dans le bassin de la Seulles s'inscrivent donc en continuité

avec les études menées depuis plusieurs années sur d'autres cours d'eau de faible énergie (Corbonnois, 1998 ; Lefrançois, 2007 ; Vongvixay, 2012).

Les flux de MES se déroulent sur de courtes périodes durant l'année. Pour les quatre stations de mesures, le seuil des 50% des transferts de MES annuels a été atteint sur une période comprise **entre 1 et 25 jours** pour l'année hydrologique mai 2009 – avril 2010. Nous avons cependant pu distinguer deux cas de figures. Sur les formations sédimentaires et en domaine de transition avec le domaine armoricain, les flux sédimentaires se sont concentrés sur une période très courte (quelques jours au maximum) et se sont déroulés presque exclusivement au cours des principaux épisodes annuels. En domaine armoricain, les flux de MES se sont répartis sur des périodes plus longues, comprises entre 15 et 25 jours. Nous avons ainsi observé que c'est la récurrence des épisodes de crues au cours de l'automne et de l'hiver, associée à un bruit de fond important et continu, qui impacte le plus le volume annuel de sédiments exportés du bassin versant.

L'interprétation des relations [MES] – débit a ensuite permis de mettre en évidence la **saisonnalité des transferts sédimentaires**. Elle s'est caractérisée par la formation d'un stock de sédiments au cours du printemps et de l'été, qui a été ensuite purgé au cours de l'automne et en début d'hiver. Ce stock devient alors limitant et les transferts sédimentaires diminuent progressivement. **Le débit n'est donc pas le seul facteur explicatif de la temporalité des transferts sédimentaires**. S'il joue le rôle de facteur déclenchant des transferts de MES en provoquant un accroissement de la capacité de transport du cours d'eau, **son rôle reste contraint par la disponibilité en sédiments**. Cette saisonnalité est conforme avec ce qui a été observé sur différents petits bassins versants (Lefrançois, 2007 ; Rodriguez-Blanco et al, 2010).

◆ *Dynamique spatiale des transferts sédimentaires dans le bassin versant*

Malgré une saisonnalité identique dans l'ensemble des chenaux du bassin versant de la Seulles, nous avons mis en évidence **que les rythmes et les seuils auxquels sont remobilisés puis exportés les sédiments sont directement dépendants de l'échelle d'observation**. A l'échelle locale (pour des bassins de 15 km² environ), une dynamique de constitution d'un stock dans le chenal est observée au printemps et au cours de l'été. Cependant, les exportations de MES sont restées fréquentes, en particulier lors des épisodes orageux. Les épisodes les plus intenses ont même parfois représenté une part non négligeable de la production sédimentaire annuelle des sous-bassins. A l'échelle globale du bassin versant de la Seulles (>250 km²), aucun épisode estival n'a engendré de flux sédimentaires significatifs dans le bilan annuel au cours de la période de mesure. **Les sédiments exportés des sous-bassins au cours de cette période ont donc été intégralement stockés dans le chenal principal de la Seulles**.

L'automne est une période de transition au cours de laquelle les seuils et la fréquence de remobilisation puis d'export des MES s'homogénéisent à l'échelle des grandes morphostructures. C'est la période charnière où les différents compartiments de l'hydrosystème se connectent progressivement entre eux. Nous avons observé ensuite une purge progressive des stocks sédimentaires formés dans les chenaux. Cette purge concerne d'abord les cours d'eau d'ordre 1, puis d'ordres supérieurs. Dans le chenal principal de la Seulles, il faut attendre que les précipitations soient efficaces sur l'ensemble du bassin versant pour que se mette en place la phase de purge des dépôts restés stockés depuis le printemps et l'été précédent. Dès lors, tout sédiment pris en charge par le cours d'eau est systématiquement exporté du bassin. Au cours de

la période d'étude, la disponibilité en sédiments est généralement devenue limitante à la fin de l'automne, et malgré une capacité de transport suffisante, les flux de MES ont diminué. Ainsi, à l'échelle annuelle, tout sédiment mobilisé une première fois par le cours d'eau est exporté du bassin versant.

◆ *Les transferts sédimentaires sur les versants contribuent-il à la charge solide du cours d'eau ?*

Afin d'estimer la contribution des versants dans les flux de MES annuels exportés des sous-bassins, nous avons dans un premier temps défini un potentiel de connectivité hydrologique entre les parcelles agricoles et le cours d'eau. Sans surprise, en l'absence d'obstacles aux écoulements, le niveau de connectivité est élevé en domaine d'openfield.

Les dynamiques de ruissellement sont plus complexes en milieu bocager où interviennent, plus qu'ailleurs, les différents linéaires de la structure paysagère tels que les haies, talus, fossés ou le réseau routier, qui modifient les dynamiques purement topographiques des écoulements de surface. Cependant, **l'analyse de la connectivité entre les versants et le cours d'eau a montré que malgré des densités parfois importantes d'obstacles au ruissellement, le potentiel de surfaces reliées au cours d'eau reste important**, compris entre 35 % et 50% de la surface des bassins étudiés. Ce pourcentage important s'explique par la densité de drainage élevée en domaine armoricain, qui multiplie les zones de contact entre les parcelles agricoles et le cours d'eau, complété par le réseau routier et les fossés qui viennent accroître la densité du réseau de drainage naturel. Nous avons ainsi montré qu'au-delà de la densité d'obstacles au ruissellement, c'est l'organisation dans l'espace des surfaces qui assurent la production de ruissellement et le positionnement des réseaux qui en permettent le transfert qui déterminent le niveau de connectivité hydrologique d'un bassin en domaine bocager.

Toutefois, malgré des niveaux élevés de connexion entre les parcelles agricoles et le cours d'eau, aussi bien en domaine d'openfield qu'en domaine de bocage, les mesures réalisées sur le terrain lors des principales crues automnales et hivernales mettent en évidence la très faible contribution des versants à la charge solide du cours d'eau. En effet, dans le bassin de Lingèvres, malgré des processus de ruissellement clairement avérés, **la contribution des versants a systématiquement été inférieure à 10% des transferts observés au cours de la crue**. En domaine armoricain, elle a même été jugée négligeable.

A l'inverse, les mesures réalisées aux exutoires des têtes de bassins versants montrent que **les zones d'initiation du réseau hydrographique représentent la principale zone d'érosion au sein des sous-bassins avec une production comprise entre 70% et 80%. Leur contribution à l'échelle du bassin de la Seulles a été estimée à 50% des flux de MES annuels**. Différents processus sont à l'origine de la production de sédiments dans ces espaces. Dans les têtes de bassins principalement cultivés, cela se traduit par des phénomènes d'**incision dans les réseaux de fossés**. Quand ils sont enherbés, les sédiments proviennent majoritairement du **piétinement par les troupeaux des zones d'initiation du réseau hydrographique**. Enfin, dans certains cas, des opérations de rectification du chenal peuvent être à l'origine de la production d'une quantité importante de sédiments. Les pratiques, à l'origine de la mise en valeur des têtes de bassins jouent donc un rôle fondamental sur la production sédimentaire.

Les zones d'initiation du réseau hydrographiques étant une des principales zones d'érosion du système fluvial, il est clair que **la densité de drainage joue un rôle fondamental sur les transferts sédimentaires**. Le caractère peu aquifère des formations armoricaines multiplie en effet leur nombre et assure **une connexion fréquente et efficace des sédiments entre les têtes de bassins et le reste du réseau hydrographique**. Dès lors, il n'est pas étonnant que ces espaces jouent un rôle majeur sur les dynamiques sédimentaires de la Seulles en domaine armoricain. Il n'en va pas de même sur les formations sédimentaires qui présentent une densité de drainage moins élevée. La distance à parcourir par les sédiments et les écoulements de surface entre les têtes de bassin et le réseau hydrographique y est plus importante. Les seuils nécessaires à la connexion du ruissellement érosif au réseau hydrographique limitent alors fortement la fréquence de connexion des sédiments au cours d'eau.

◆ *Observe-t-on une production sédimentaire interne aux fonds de vallées ?*

Les **stockages de fonds de vallées**, constitués d'un remplissage principalement limoneux, présents depuis les extrémités amont du bassin et épais de plus de 2 mètres dans la vallée principale de la Seulles, constituent la seconde source sédimentaire importante. Malgré des **reculs de berges généralement faibles**, ces derniers ont contribué à hauteur d'environ **50%** des transferts sédimentaires annuels au cours de la période de mesure.

La contribution des berges n'est pas homogène dans l'ensemble du bassin versant. Dans les sous-bassins, la production sédimentaire des fonds de vallées ne représente pas plus de 20% de la contribution globale des dépôts alluviaux, malgré un linéaire important et des puissances spécifiques marquées. Les 80% restants proviennent de la vallée principale de la Seulles où les puissances spécifiques sont très faibles. Nous avons mis en évidence que **la contribution des fonds de vallées a évolué de manière inverse à la puissance spécifique**. Dans le bassin de la Seulles, la production sédimentaire par érosion de berges n'est donc pas liée pour l'essentiel à la dynamique fluviale de la Seulles mais à des processus habituellement plus secondaires, telle que l'alternance gel – dégel qui assure une phase de dégradation de la berge avant que le cours d'eau ne puisse mobiliser les sédiments préalablement produits. La dégradation des linéaires par le pâturage des troupeaux joue probablement aussi un rôle, mais elle n'a pu être quantifiée au cours de cette étude.

L'ensemble de ces résultats souligne que **l'origine et la contribution des sources sédimentaires dans le bassin versant sont directement dépendantes de l'échelle à laquelle les transferts sédimentaires sont mesurés**. Nous avons montré que dans les sous-bassins, la majorité des sédiments proviennent des zones d'initiation du réseau hydrographique. Cependant, lorsque la taille du bassin versant augmente, le nombre de têtes de bassins se réduit et la contribution des fonds de vallées devient majoritaire.

Ainsi, l'échelle d'observation influence fortement :

- **Les seuils et les fréquences de remobilisation** des sédiments au cours de l'année hydrologique ;
- **L'origine des sédiments** dans le bassin versant et **la contribution** de chacune des sources ;
- **Le niveau d'érosion spécifique** du bassin versant, même s'il est important de rappeler que ce dernier est également fonction de l'organisation dans l'espace de chacune des sources sédimentaires dans le bassin versant et de leur contribution respective.

◆ *Les apports d'une étude des transferts sédimentaires à différentes échelles temporelles*

L'étude a souligné le rôle majeur joué par la remobilisation des stocks de fonds de vallées sur les dynamiques actuelles des transferts sédimentaires. Notre travail s'est donc attaché à **comprendre l'origine de ce stock et la chronologie de sa constitution.**

Les résultats ont montré que jusqu'à la fin de l'Age du Bronze, la sédimentation dans la plaine alluviale a été contrôlée par les caractéristiques hydro-climatiques du bassin versant ; elle se traduit par une sédimentation sablo-graveleuse dans la vallée de la Seulles et une sédimentation principalement organique dans les bassins de la Thue et de la Mue. L'atterrissement de l'intégralité des fonds de vallées a été brutal et généralisé. Il a débuté à compter de la fin de l'Age du Bronze et au cours de l'Age du Fer et s'est amplifié jusqu'au Moyen-âge. Il trouve son origine dans le déboisement des versants au profit du développement de l'agriculture qui a favorisé l'apparition des processus d'érosion des sols (Lespez, 2012). Ces processus sont à l'origine d'une redistribution importante de sédiments dans le bassin versant de la Seulles, qui a abouti à la formation de dépôts colluviaux, alluviaux et colluvio-alluviaux importants. Ces dépôts restent encore aujourd'hui majoritairement stockés dans le fonds de vallées ou dans les vallons secs.

Même si des incertitudes demeurent quant à l'intensité des processus d'érosion et au volume de sédiments déposés sur les versants (notamment en domaine bocager), ces observations mettent clairement en évidence le rôle des pratiques anthropiques sur les dynamiques sédimentaires de la Seulles depuis la fin de l'Age du Bronze. Ainsi, les flux de MES actuels de la Seulles sont principalement contrôlés par les pratiques menées aujourd'hui dans les têtes de bassins, mais sont aussi influencées par les pratiques menées sur les versants au cours de l'Age du Fer et du Moyen Age. Les dynamiques sédimentaires de la Seulles n'ont par conséquent rien de « naturelles ». Elles sont issues de pratiques successives des sociétés, à l'origine de multiples bouleversements de la dynamique des systèmes fluviaux. Chercher aujourd'hui à revenir aux dynamiques « naturelles » des cours d'eau de faible énergie semble donc discutable puisque les systèmes fluviaux sont anthropisés *a minima* depuis la fin de l'Age du Bronze.

Le rôle de la mise en valeur de l'espace par l'homme sur les flux sédimentaires internes aux bassins versants reste encore aujourd'hui prépondérant. En effet, l'étude prospective menée à partir de deux indicateurs pour tenter d'identifier les évolutions probables des transferts sédimentaires dans le bassin versant de la Seulles met clairement en évidence la grande stabilité actuelle du système. De fait, l'impact d'une augmentation des précipitations hivernales dans le cadre du changement climatique ne devrait vraisemblablement pas faire évoluer la contribution des versants à la charge solide du cours d'eau. De la même manière, l'impact de la mise en place de la DCE sur les cours d'eau de faible énergie, qui impose la destruction des ouvrages hydrauliques pour restaurer les continuités écologiques et sédimentaires, et redonner une certaine mobilité latérale au cours d'eau, ne devrait avoir que des conséquences limitées sur la dynamique de déstockage des dépôts de fonds de vallées. A l'inverse, il est clair que depuis la fin de la Seconde Guerre mondiale, les moteurs de l'évolution des paysages, susceptibles de faire évoluer les dynamiques sédimentaires dans le bassin versant de la Seulles, proviennent principalement de l'intensification des pratiques agricoles promue par les PAC de 1958 puis de 1992. Ce sont donc très probablement les **choix politiques, économiques et sociaux** susceptibles de modifier les pratiques notamment agricoles dans le bassin versant, **qui auront**

le plus de conséquences sur les dynamiques sédimentaires internes aux hydrosystèmes bas-normands.

◆ Perspectives

La mise en place d'un observatoire qui analyse à différentes échelles spatiales et dans différents contextes lithologiques, géomorphologiques, pédologiques et paysagers les transferts sédimentaires, à partir d'un réseau de mesure haute fréquence et de différents sites ateliers, reste aujourd'hui peu courante dans le nord-ouest de la France. Le réaliser a demandé des moyens financiers conséquents, mais également un laps de temps important pour procéder à l'étalonnage et à la mise en place des outils de mesure sur le terrain. Au terme de ce travail, tous des sites de mesures sont opérationnels depuis maintenant plus de trois ans. Il serait donc intéressant de poursuivre l'acquisition des données à plus long terme.

L'origine des sédiments ayant été clairement identifiée au cours de ce travail, il serait nécessaire de s'interroger de manière plus détaillée sur les processus à l'origine de la production sédimentaire. Pour ce qui est de l'érosion des berges, il apparaît important d'évaluer avec davantage de précision les rôles respectifs de la puissance spécifique, de l'alternance gel-dégel et des pratiques agricoles sur les processus de reculs. Pour cela, il faudrait améliorer la résolution temporelle des mesures de reculs qui n'a été réalisée ici qu'à l'échelle saisonnière. Il serait également important de faire la distinction entre les périodes favorables à l'érosion des berges et celles favorables à la mobilisation de ces sédiments par le cours d'eau. En effet, lorsqu'un bloc de berge chute dans le cours d'eau, il peut exister un délai durant lequel il ne pourra être mobilisé par le cours d'eau. De nombreuses incertitudes concernent également le rôle de la végétation rivulaire sur les processus d'érosion des berges, thématique sur laquelle des travaux sont actuellement en cours. Enfin, la part des sédiments érodés dans les stocks de fonds de vallées sous l'effet du piétinement des berges et de la formation des abreuvoirs sauvages, notamment dans les têtes de bassins, devrait être quantifiée avec plus de précision.

Il s'avèrerait aussi important de s'interroger sur les dynamiques internes des têtes de bassins. Les travaux menés ici se situent en complémentarité avec ceux réalisés depuis de nombreuses années par l'INRA de Rennes sur les petits bassins versants du Moulinet, des Violettes ou de Kervidy ; ils étudient les flux sédimentaires internes aux espaces que nous avons considérés comme responsables d'une part importante des transferts sédimentaires d'un bassin versant. Il faudrait ainsi comparer nos observations avec celles recueillies pour ces bassins versants. Il serait bon aussi de s'interroger sur la variabilité de fonctionnement des têtes de bassins afin d'identifier d'éventuels effets de structures susceptibles de déterminer l'efficacité des connexions ou des déconnexions des écoulements au cours d'eau.

Le travail mené sur les dynamiques sédimentaires holocènes du bassin de la Seulles met également en évidence la nécessité de développer des méthodes permettant d'apprécier les processus érosifs sur les versants en domaine armoricain. Des études archéo-pédologiques pourraient être envisagées à ce sujet. Cette étude souligne aussi la grande diversité de méthodes utilisées pour l'estimation des volumes de sédiments érodés, stockés et exportés au cours de l'Holocène. Pour rendre comparable l'ensemble des travaux mené jusqu'à présent, il serait intéressant d'harmoniser les démarches méthodologiques.

Les résultats obtenus ont également pour ambition d'alimenter la réflexion sur les modalités de gestion des cours d'eau de faible énergie du nord-ouest de la France. En effet, la multiplicité des contextes géologiques, géomorphologiques, agricoles et paysagers investigués permet d'apporter des éléments de discussion quant aux actions à mener pour limiter les transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes.

La poursuite des mesures permettrait d'établir avec davantage de précision les niveaux d'érosion spécifiques et de mieux évaluer la variabilité interannuelle des transferts sédimentaires et des dynamiques qui y ont associées. Le maintien en activité de ce type bassin référence nécessite toutefois des moyens humains et financiers. La pérennisation des suivis dépendra donc probablement de la disponibilité de personnels dédiés au suivi sur le terrain et des financements qui pourraient être acquis. Pour cela, il sera sans doute nécessaire d'envisager la labellisation de cet observatoire ou d'établir des accords avec les structures de gestion de l'eau ou les collectivités territoriales. Une collaboration avec le syndicat de gestion de la Seulles et des affluents pourrait sans doute être mise en place pour assurer l'acquisition des données sur le terrain. Les mesures réalisées dans le bassin versant de la Seulles pourraient également être étendues à d'autres indicateurs. En effet, chacune des stations de mesures est équipée de sonde multiparamètres capables de mesurer d'autres informations que la turbidité (pH, nitrates, oxygène dissous, chlorophylle a, etc.). Enfin, le bassin pourrait être un laboratoire d'accueil pour d'autres recherches, notamment sur les thématiques de la pollution des eaux, de la qualité piscicole et biologique du cours d'eau.

Références bibliographiques

A

- Abernethy B., Rutherford I.D.**, 1998 - Where along a river's length will vegetation most effectively stabilize stream banks. *Geomorphology*, 23, pp. 55-75.
- Adam P., Debais N., Malavoi, J-R.**, 2007 - *Manuel de restauration hydromorphologique des cours d'eau*, Agence de l'Eau Seine-Normandie, 61p.
- Adamiade C.**, 2004 - *Influence d'un fossé sur les écoulements rapides au sein d'un bassin versant*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 246p.
- Agasse E.**, 2005 - *Les crues de rivières en Basse-Normandie. Expression d'un système hydrogéographique complexe en milieu tempéré océanique*. Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 2 Volumes, 553p.
- Alberts G., Ghidex F., Kramer L.**, 2003 - Impact of grass hedges on sediment yield from a hel watershed. *Proceedings of the 1st interagency conference on research in the watersheds, United States Department of Agriculture*, Washington D.C., 428-433.
- Alexander R.B., Boyer A.W., Smith R.A., Schwarz G.E., Moore R.B.**, 2007 - The role of headwater streams in downstream water quality. *Journal of the American Water Resources Association*, 43 (1), pp. 41-59.
- Ali G., Roy A.**, 2009 - Revisiting hydrologic sampling strategies for an accurate assessment of hydrologic connectivity in humid temperate systems. *Geography Compass*, 3 (1), pp. 350-374.
- Amoros C., Petts G.E.**, 1993 - Bases conceptuelles. In : *Amoros C. et Petts G.E. (eds.), Hydrosystèmes fluviaux*, Paris, Masson, coll. Ecologie, 24, pp. 3-17.
- Amoros C., Bornette G.**, 2002 - Connectivity and biocomplexity in waterbodies of riverine floodplains, *Freshwater Biology*, 47 (4), pp. 761-776.
- Arnaud-Fassetta G.** 2006 - Alloformations alluviales, morphodynamique fluviale et paléohydrologie. In (Allée P., Lespez L. Eds.). *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement*. Table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot. Presses Universitaires Blaise Pascal, Collection Nature & Sociétés, 3, Clermont-Ferrand, 35-46.
- Arnaud-Fassetta G.**, 2007 - *L'hydrogéomorphologie fluviale, des hauts bassins montagnards aux plaines côtières : entre géographie des risques, géarchéologie et géosciences*. Habilitation à diriger des recherches (HDR) en géographie physique, université Paris-Diderot (Paris 7), 3 vol., 35 p., 435 p. et 357 p.
- Ashbridge D.**, 1995 - Processes of river bank erosion and their contribution to the suspended sediment load of the River Culm, Devon, In *Sediment and Water Quality in River Catchment Systems*, Foster IDL, Gurnell A.M., Webb B.W. (Eds.). Wiley: Chinchester, pp. 229-245.
- Asselman, N.E.M.**, 2000 - Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the River Rhine. *Hydrological Processes*, 13, pp. 1437-1450.
- Astrade L., Bravard J.P.**, 1999 - Energy gradient and geomorphological processes along a river influenced by neotectonics (the Saône river, France). *Geodinamica Acta*, pp. 12, 1-10.
- Aurousseau P., Gascuel-Odoux C., Squidant H., Tortrat F., Trepos R., Cordier M-O.**, 2009 - A plot drainage network as a conceptual tool for the spatial representation of surface flow pathway in agricultural catchments. *Computers and Geosciences*, 35, pp. 276-288.
- Auzet V.**, 1987a. L'érosion des sols cultivés en France sous l'action du ruissellement. *Annales de Géographie*, 537, pp. 529-556.
- Auzet V.**, 1987b - *L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture : aspects agronomiques*. Ministères de l'Agriculture et de l'Environnement, 60p.
- Auzet V.**, 1990 - *L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grandes cultures, aspects aménagement*. Ministère de l'environnement. CEREG, Strasbourg, 39p.
- Auzet A-V, Boiffin J., Papy F., Maucorps J., Ouvry J-F.**, 1990 - An approach to the assessment of erosion forms and erosion risk on agricultural land in the Northern Paris Basin, France. In Boardman J., Foster I-D., Dearing J-A. (dir), *Soil Erosion on Agricultural Land.*, Wiley J. And sons, pp. 383-400.

Auzet A-V., Boiffin J., Ludwig B., 1995 – Erosion hydrique dans les bassins versants agricoles des régions limoneuses du nord-ouest de la France. *Annales de Géographie*, n° 281/582, pp. 187-190.

B

Baca P., 2010 - Temporal variability of suspended sediment availability during rainfall-runoff events in a small agricultural basin. *ERB and Northern European FRIEND Project 5 Conference*, Demänovská dolina, Slovakia, 3p.

Bagnold, R.A., 1960 - Sediment discharge and stream power – a preliminary announcement – *U.S. Geological Survey*, Circular 421.

Bagnold R.A., 1966 - An approach to the sediment transport problem from general physics. *U.S. Geological Survey*, 422 I:37p.

Bagnold R.A., 1977 - Bed load transport by natural rivers. *Water Resource Research*, 13, pp. 303-312.

Baker V.R., Dixon L., Hooke J.M., 1997 - Use of terrestrial photogrammetry for monitoring and measuring bank erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, pp. 1217-1227.

Baker V.R., 2000 - *Determining the significance of bank erosion in the supply of coarse material to meandering channels*. Thèse de Doctorat, Université de Portsmouth.

Baudry J., Join A., 2003 - *De la haie aux bocages. Organisation, dynamique et gestion*. INRA (Eds.), Collection Espaces ruraux, Paris, 435p.

Bazin P., 1995 - Les talus du bocage. Institut pour le développement forestier, 56p.

Bergeron N., Roy A.G., 1985 - Le rôle de la végétation sur la morphologie d'un petit cours d'eau. *Géographie Physique et Quaternaire*, Vol. XXXIX, n°1, pp. 323-326.

Bocher E., 2005 - *Impact des activités humaines sur le parcours des écoulements de surface dans un bassin versant bocager : essai de modélisation*. Thèse de Doctorat, Université de Rennes 2, 337p.

Boiffin J., 1984 - *La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies*. Thèse de Doctorat, Sciences Agronomiques, INA-PG, 320p.

Boiffin J., Monnier G., 1986 - Infiltration rate as affected by rainfall. In *Symposium on the assessment of soil surface sealing and crusting*. Gand, Belgique.

Boiffin J., Papy F., Peyre Y., 1986 - *Systèmes de production, systèmes de culture et risque d'érosion dans le Pays de Caux*. Rapport INRA, INAPG, DIAME, 154p. + annexes.

Boiffin J., Papy F., Eimberck M., 1988 - Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion. *Agronomie*, vol. 8 (8), pp. 663 – 673.

Bracken L.-J., Croke J., 2007 - The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrological processes*, 21, pp. 1749 – 1763.

Brasington J., Richards K., 2000 - Turbidity and suspended sediment dynamics in small catchments in the Nepal Middle Hilles. *Hydrological processes*, 14, pp. 2559-2574.

Bravard J., Petit F., 2000 - *Les cours d'eau ; Dynamique du système fluvial*. Editions Armand Colin, Collection U, Paris, 222p.

Brice J.C., 1974 - Evolution of meander loops, *Geological Society of America Bulletin*, 8, pp. 581-586.

Brierley G.J., Fryirs K.A., 2005 - *Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework*. Blackwell Publications Oxford, UK, 398p.

Brierley G., Fryirs K., Jain V., 2006 - Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications. *Area*, 38.2, pp. 165-174.

Brookes A., 1987 - River channel adjustments downstream from channelization works in England and Wales. *Earth Surface Processes Landforms*, 12, pp. 337-351.

Brookes A., 1988 - *Channelized rivers. Perspectives for environmental management*. Wiley, Chichester, 326p.

Brown A. G. Keough M. K., 1992 - Holocene floodplain metamorphosis in the East Midlands, United Kingdom. *Geomorphology*, 4, pp. 433-445.

- Brown A., Carey C., Erkens G., Fuschs M., Hoffmann T., Macaire J.-J., Moldenhauer K.-M., Walling D.-E., 2009** – From sedimentary records to sediment budgets: Multiple approaches to catchment sediment flux. *Geomorphology*, 108, pp. 35-47.
- Brunet P. avec la coll. De P. GIRARDIN, 2001** - *Inventaire régional des paysages en Basse-Normandie*, DIREN de Basse-Normandie, 2 Tomes, Caen, 871p.
- Burt T.P., Pinay G., 2005** - Linking hydrology and biochemistry in complex landscapes. *Progress in Physical Geography*, 29, pp. 297-316.
- Butaeye D., 2001** - *Hydrodynamique et transferts de matières dans le bassin versant de la Druance (Normandie, France)*, Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 237p.

C

- Cadillon M. Mori J., Portier J., Tremea L., 1981** - *La retenue du Trapan, Var*. Bureau de Recherche Géologiques et Minières (BRGM), France, pp. 61-69.
- Cador J.-M., 2005** - *Les Pays hydrologiques de Basse-Normandie*, Livret guide de journées « Hydrosystèmes normands », CNFG, Commission « Hydrosystèmes Continentaux », Caen, pp. 8-26.
- Cantat O., Brunet L., 2001** - Discontinuité géographique et particularités climatiques en Basse-Normandie. *Annales de Géographie*, 110 (622), pp. 579-596.
- Cantat O., Le Gouée P., Bensaïd A., 2009** - Le Rôle de la topographie et des sols dans la modélisation spatiale d'échelle fine des bilans hydriques, *Actes des Journées de Climatologie*, CNFG, pp. 81-100.
- Campbell C.G., Laycak D.T., Hoppes W., Tran N.T., Shi F.G., 2005** - High concentration suspended sediment measurements using a continuous fiber optic in-stream transmissometer. *Journal of Hydrology*, 311, pp. 244-253.
- Canévet C., Lebahy Y., 1994** - Aménagement rural : le remembrement et les aménagements fonciers, in Le Rhun P.-Y., Le Quéau J.-R., *Géographie et aménagement de la Bretagne*, Skol Vreizh, Morlaix, 240p., pp. 156-157.
- Capanni R., 2011** - *Etude et gestion intégrée des transferts sédimentaires dans le système Gapeau/rade de Hyères*, Thèse de Doctorat, Université de Provence Aix – Marseille, 319p.
- Carluer N., 1998** - *Vers une modélisation hydrologique adaptée à l'évaluation des pollutions diffuses : prise en compte du réseau anthropique. Application au bassin versant de Naizin*. Thèse de Doctorat, Université Paris 6, 381p.
- Carluer N., Marsily G., 2004** - Assessment and modelling of the influence of man-made networks on the hydrology of a small watershed: implications for fast flow components, water quality and landscape management. *Journal of Hydrology*, pp. 285, 76-95.
- Carnet C., 1978** - *Etude des sols et de leur régime hydrique en région granitique de Bretagne : une approche du rôle du bocage*. Thèse de Doctorat, Université de Rennes 1, 235p.
- Carnet C., L'effet anti-érosif du bocage en région granitique de Bretagne. Coll. Erosion des sols en pays non méditerranéen, Strasbourg, pp. 153-156.**
- Caubel V., 2001** - *Influence de la haie de ceinture de fond de vallée sur la dynamique de l'eau et des solutés à son voisinage*. Thèse de Doctorat, ENSA de Rennes, 155p.
- Cerdan O., 2001** – *Analyse et modélisation du transfert de particule solide à l'échelle de petits bassins versants cultivés*. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans et INRA, 163p.
- Chapuis M., 2012** - *Etude et gestion des flux sédimentaires dans un système fluvial fortement anthropisé, le cas de la Durance*. Thèse de Doctorat, Université de Provence Aix – Marseille.
- Chaussée C., Leroyer C., Girardclos O., Allenet G., Pion P., Raymond P., 2008** - Holocene history of the River Seine, Paris, France : bio-chronostratigraphic and geomorphological evidence from the Quai-Branly. *The Holocene*, 18-6, pp. 967-980.
- Chorley R.J., 1962** - Geomorphology and general systems theory, *US Geological Survey Professional Paper*, 500-B, 10p.
- Chorley R.J., Kennedy B.A., 1971** - *Physical Geography: A System Approach*. Prentice-Hall, London, 370p.

- Clet-Pellerin M., Huault M-F., Larsonneur C. Pellerin J.,** 1977 - La basse vallée de l'Orne. Le remblaiement périglaciaire et postglaciaire. L'évolution paléogéographique et l'histoire de la végétation. *Bulletin Société Linnéenne de Normandie*, Caen, 105, pp. 23-44.
- Colmar A., Walter C., Le Bissonnais Y., Daroussin J.,** 2010 - Démarche de validation régionale par avis d'experts du modèle MESALES d'estimation de l'aléa érosif. *Etude et gestion des sols*, 71 (1), pp. 19-32.
- Corbonnois J.,** 1998 - Les facteurs de la variation spatio-temporelle des transports solides et dissous. Exemple de trois bassins versants en Lorraine, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, (4), pp. 313-329.
- Corbonnois J., Rollet A-J., Honoré A.,** 2012 - Identification des perturbations de l'écoulement dans les lits des cours d'eau de l'Huisne. Rapport non publié.
- Cosandey C.,** 2003 - *Les eaux courantes*. Géographie et environnement. Paris, Belin, 240p.
- Couper P., Maddock P.,** 2001 - Subaerial river bank erosion processes and their interaction with other bank erosion mechanisms on the river Arrow, Warwickshire, UK., *Earth Surface Processes and landforms*, 26, pp. 631-646.
- Couper P.R., Maddock I.P.,** 2001 - Subaerial river bank erosion processes and their interaction with other bank erosion mechanisms on the river Arrow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, pp. 631-646.
- Couper P., Stott T., Maddock I.,** 2002 - Insights into river bank erosion processes derived from analysis of negative erosion-pin recordings: observations from three recent UK studies. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, pp. 59-79.
- Couper P.,** 2004 - Space and time in river bank erosion research: a review. *Area*, 36 (4), pp. 387-403.
- Coynel A., Schafer J., Hurtrez J., Etcheber H.,** 2003 - Réseau d'observation des transferts sédimentaires dans le Sud-Ouest de la France : comportement des petits fleuves montagnards des Pyrénées Atlantiques. *Proceedings of the international conference on gully erosion in mountain areas, Processes, Measurement, Modelling and Regionalization*, Dignes-les-Bains, France, pp. 44-49.
- Cravero J.M., Guichon P.,** 1989 - Exploitation des retenues et transport des sédiments. *La Houille Blanche*, 3 (4), pp. 292-295.
- Creed I.F., Band L.E.,** 1998 - Exploring functional similarity in the export of nitrate-N from forested catchments: a mechanistic modelling approach. *Water Resource Science*, 34 (11), pp. 3079-3093.
- Croke J., Mockler S., Fogarty P., Takken I.,** 2005 - Sediment concentration changes in runoff pathways from a forest road network and the resultant spatial pattern of catchment connectivity. *Geomorphology*, 68, pp. 257-268.
- Cosandey C.,** 2003 - *Les eaux courantes*, Editions Belin, Collection Géographie, Paris, 240p.
- Curutchet F.,** 2012 - *Effets de la végétation riveraine sur la géométrie des lits fluviaux : l'exemple du bassin versant de la Seulles*. Mémoire de Master, Université de Caen Basse-Normandie, 132p.

D

- Dautrebande S.,** 2003 - *Guide méthodologique pour le choix d'aménagements appropriés en matière de conservation des sols et des eaux*, fascicule n°2, région Wallonne, Direction Régionale de l'Agriculture – Division de l'espace rural, 133p.
- Davies-Colley R.J., Vant W.N., Smith D.G.,** 2003 - *Colour and clarity of natural water: Science and Management of Optical Water Quality*, The Blackburn Press, 310p.
- Delahaye D.,** 1992 - *Approches spatialisées et analyses expérimentales des phénomènes de ruissellement et d'érosion des sols. Application aux systèmes de production agricole du Calvados*. Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 2 volumes, 427p.
- Delahaye D., Hauchard E.,** 1998 - Analyse spatiale des processus de ruissellement en Pays de Caux au travers de quelques épisodes critiques. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 3, pp. 306-316.
- Delahaye D.,** 2002 - *Apport de l'analyse spatiale en Géomorphologie. Modélisation et approche multiscalaire des risques*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches (HDR), Université de Rouen, 2 volumes, 471 p.
- Delahaye D.,** 2005 - Modelling the watershed as a Complex Spatial System : A review. In *Modeling Process in Geography*, sous la direction Yves Guermond (eds), Wiley ed. pp. 191-213.
- Delmas M., Cerdan O., Mouchel J-M., Garcin M.,** 2009 - A method for developing a large-scale sediment yield index for European river basins. *Journal of Soils Sediments*, 9 (6), pp. 613-626.

- Delmas M., Cerdan O., Cheviron B., Mouchel J.-M., Eyrolle F.**, 2012 - Sediment export from French rivers to the sea. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, pp. 754-762.
- De Moor J.J.W., Verstraeten, G.**, 2008 - Alluvial and colluvial sediment storage in the Geul River catchment (The Netherlands) – Combining field and modelling data to construct a Late Holocene sediment budget, *Geomorphology*, 95, 3 (4), pp. 487-503.
- De Ploey J.**, 1990 - La conservation des sols, supplément « la recherche », n° 227.
- Descroix L.**, 1994 - *L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du Sud*. Thèse de Doctorat, Université de Lyon II, 337p.
- Di Castri F., Hansen A.J., Holland M.M.** (Ed.), 1988. A new look at ecotones: emerging international projects on landscape boundaries. *Biology International*, Special issue, 17, pp. 47-106.
- Dietrich W.E., Dunne T.**, 1993 - The channel head. In Beven K. Kirby M.J. (eds.). *Channel network hydrology*. John Wiley & Sons Ltd, pp. 175-218.
- Doré F.**, 1977 - *Normandie*, coll. Guides géologiques régionaux, Masson, Paris, 206p.
- Douvinet J.**, 2003 - *Diagnostic hydro-géomorphologique en tête de bassin : l'exemple du bassin versant de la Seulles*. Mémoire de Maîtrise, Université de Caen Basse-Normandie, 150p.
- Douvinet J.**, 2008 - *Les bassins versants aux « crues rapides » dans le Bassin Parisien – Analyse de la structure et de la dynamique de systèmes spatiaux complexes*. Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 381p.
- Douvinet J., Planchon O., Cantat O., Delahaye D., Cador J.-M.**, 2009 - Variabilité spatio-temporelle et dynamique des précipitations de forte intensité à l'origine des « crues rapides » dans le Bassin Parisien (France), *Climatologie*, 6, pp. 47-73.
- Dubreuil V., Planchon O., Lamy C., Bonnardot V., Quenol H.**, à paraître - Le changement climatique dans la France de l'ouest : observations et tendances. In Mérot Ph., Dubreuil V., Delahaye D., Desnos Ph., *Le climat change dans le Grand Ouest, Evolution, Impacts, Perceptions*, pp. 11-21.
- Dupuis E., Sebag D., Laignel B., Durand A., Dupond J.-P., Guezennec L., Ferlin P., Galard Y., Glemarec I.**, 2002 - Apports fluviaux latéraux à l'estuaire de la Seine : synthèse des données disponibles et apports des mesures en continu. *Séminaire Seine-Aval*, 1p.
- Durand A., Laignel B.**, 2003 - *Apports fluviaux latéraux à l'estuaire de la Seine (parts respectives des facteurs naturels et humains de l'érosion)*, rapport d'activité, 10p + annexes.
- Durand A.**, 2012 - *Mesures et étude quantitative du recul de berges dans un système fluvial bas-normands : l'exemple de la Seulles*. Mémoire de Master, Université de Caen Basse-Normandie, 79p.

E

- Elhaï H.**, 1963. - *La Normandie occidentale entre Seine et le golfe normand-breton. Etude morphologique*, Thèse, Paris, 625p.
- Erkens G., Cohen K.M., Gouw M.J.P., Middelkoop H., Hoek W.Z.**, 2006 - Holocene sediment budgets of the Rhine delta (the Netherlands): a record of changing sediment delivery. *IAHS Publications*, 306, pp. 406-415.
- Escourrou G.**, 1978 - *Climats et types de temps en Normandie*, Thèse de Doctorat d'Etat, Paris, 1081p. +525p.
- Esteves J.G., Ludwig W.**, 2003 - Transfert de matière en suspension et de carbone particulaire dans le bassin versant de la Têt, Sud de la France. In Servat E., Najem W., Leduc C., Shakeel A. (Eds.), *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions* (Proceedings of an International Symposium held at Montpellier, April 2003). IAHS Publ., 278 IAHS, Wallingford, United Kingdom, pp. 442-447.

F

- Far T.G., Rosen P.A., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., Alsdorf D.**, 2007 - The shuttle radar topography mission, *Reviews of Geophysics*, 45, RG 2004.
- Fauroux G.**, 1981 - *Le délimonage des eaux de la Durance dans le bassin de Cadarache*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), pp. 125-136.

- Ferguson R.I.**, 1986 - River loads underestimated by rating curves. *Water Resources Research*, 22 (1), pp. 74-76.
- Fiandino M. Martin C.**, 2004 - Les flux de matières en suspension de trois fleuves côtiers vers l'étang de Berre (Bouches-du-Rhône), *Méditerranée*, Tome 102, 1-2. Géosystèmes montagnards et méditerranéens. Un mélange offert à Maurice Jorda, pp. 171-180.
- Flotté D., Ménager L., Vipard L.**, 2008 - Région Basse-Normandie, département du Calvados, commune de Thaon, lotissement et maison de retraite, parcelles ZD 17 et 77, Rapport de diagnostic archéologique, SRA Basse-Normandie, 28p. + annexes.
- Foster I.D.L., Millington R., Grew R.G.**, 1992. The impact of particle size controls on stream turbidity measurement; some implications for suspended sediment yield estimation. In *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 210, pp. 51-62.
- Fryirs K., Brierley G., Preston N-J., Kasai M.**, 2007a. Buffers, barriers and blankets: the (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. *Catena*, 70, pp. 49-67.
- Fryirs K. Brierley G., Preston N-J., Spencer J.**, 2007b. Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology*, 84, pp. 297-316.
- Fuchs M., Will A., Kunert E., Kreutzter S., Fischer M., Reverman R.**, 2010 - The temporal and spatial quantification of Holocene sediment dynamics in a meso-scale catchment in northern Bavaria, Germany. *The Holocene*, 21, pp. 1093-1104.

G

- Galliot N.**, 2007 - *La dynamique géomorphologique du méandrage de la basse vallée de la Bruche (Bas-Rhin), approche historique*. TFE ENGEES, Strasbourg, Mémoire de fin d'études, 69p.
- Gascuel-Oudou C., Aurousseau P., Cordier M-O., Durand P., Garcia F-G., Masson V., Salmon-Monviola J., Tortrat F., Trepos R.**, 2009 - A decision-oriented model to evaluate the effect of land use and agricultural management on herbicide contamination in stream water. *Environmental Modelling & Software*, 24, pp. 1433-1446.
- Gao P.**, 2008 - Understanding watershed suspended sediment transport, *Progress in Physical Geography*, 32, pp. 243-263.
- Germain-Vallée C. ; Lespez L.**, 2011 - L'apport des recherches géomorphologiques et micromorphologiques récente à l'archéologie des paysages de la Plaine de Caen (Calvados, Basse-Normandie), In Lespez L. (Dir.), *Géoarchéologie dans l'Ouest de la France*, Norois, 220, pp. 141-176.
- Germaine M-A. Puissant A., Lespez L., Ballouche A.**, 2007. Analyse spatiale et typologie morphologique des petites vallées bas-normandes. *Revue Internationale de Géomatique*, 17/3-4, pp. 415-430.
- Germaine M-A.**, 2009 - *De la caractérisation à la gestion des paysages ordinaires de vallée dans le nord-ouest de la France. Représentations, enjeux d'environnement et politiques publiques en Basse-Normandie*. Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 645p.
- GIEC**, 2007 - *Bilan 2007 des changements climatiques : rapport de synthèse*, 114p.
- Giles M., Lorent J.**, 1966 - Debiet en landing van de Dijle. *Acta Geographica Lovaniensia*, 4, pp. 48-56.
- Gippel C.J.**, 1995 - Potential of turbidity monitoring for measuring the transport of Suspended Solids in Streams, *Hydrological Processes*, 9, pp. 83-97.
- Gippel C.J.**, 1989. The use of turbidimeters in suspended sediment research. *Hydrobiologia*, 176-177, pp. 465-480.
- Gomi T., Sidle R.C., Richardson J.S.**, 2002 - Understanding processes and downstream linkages of headwater systems. *BioScience*, 52-10, pp. 905-916.
- Gomi T., Sidle R.C., Swanston D.N.**, 2004 - Hydrogeomorphic linkages of sediment transport streams, Maybeso experimental forest, southeast Alaska. *Hydrological processes*, 18, pp. 667-683.
- Goodwin T.H., Young A.R., Homes M.G.R., Old G.H., Hewitt N., Leeks G.J.L., Packman J.C., Smith B.P.G.**, 2003 - The temporal and spatial variability of sediment transport and yields within the Bradford Beck catchment, West Yorkshire. *The science of the Total Environment*, 314-316, pp. 475-494.
- Goudies A.S., Viles H.A., Pentecost A.**, 1993 - The late Holocene tufa decline in Europe. *The Holocene*, 3, pp. 181-186.
- Goulet A.**, 2010 - *Application d'un modèle de diagnostic de l'érosion des sols (SCALES) sur deux zones test en Basse-Normandie*, Mémoire de Master 1, Université de Caen Basse-Normandie, 52p.

- Govers G., Takken I., Helming K.**, 2000 - Soil roughness and overland flow. *Agronomie*, 20, pp. 131-146.
- Gurnell A.M.**, 1997 - Channel change on the river Dee meanders, 1946-1992, from the analysis of air photographs. *Regulated rivers: Research and management*, 13, pp. 13-26.

H

- Hagerty D.J., Sharifounnasab M., Spoor M.F.**, 1983 - Riverbank erosion – a case study. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 20 (4), pp. 411-437.
- Hauchard E.**, 2001 - *De la dynamique non linéaire à la dynamique du relief en Géomorphologie. Application aux bassins versants de la marge nord occidentale du bassin de Paris*. Thèse de Doctorat, Université de Rouen, 779p.
- Heidel S.G.**, 1956 - The progressive lag of sediment concentration with flood waves. *Transactions – American Geophysical Union*, 37, pp. 56-66.
- Heywood M.J.T., Walling D.E.**, 2003 - Suspended sediment fluxes in chalk streams in the Hampshire Avon catchment, UK. *Hydrobiologia*, 494, pp. 111-117.
- Hickin E.J., Nanson E.G.**, 1975 - The character of channel migration on the Beatton River, Northeast British Columbia, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 86, pp. 487-494.
- Hill A.R.**, 1973 - Erosion of river banks composed of glacial till near Belfast, Northern Ireland. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17, pp. 428-442.
- Hoffmann T., Erkens G., Cohen K.M., Houben P., Seidel J., Dikau R.**, 2007 - Holocene floodplain sediment storage and hillslope erosion within the Rhine catchment. *Holocene*, 17-1, pp. 105-118.
- Hoffmann T., Lang A., Dikau R.**, 2008. Holocene river activity : analyzing 14C-dated fluvial and colluvial sediments from Germany. *Quaternary Science Reviews*, 27, pp. 2031-2040.
- Hoffmann T., Erkens G., Gerlach R., Klostermann J., Lang A.**, 2009 - Trends and controls of Holocene floodplain sedimentation in the Rhine catchment. *Catena*, 77(2), pp. 96-106.
- Hooke J.**, 2003 - Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology*, 56, pp. 79-94.
- Horton R.E.**, 1933 - The role of infiltration in the hydrological cycle. *Transactions of American Geophysical Union*, 14, pp. 446-460.
- Houben P.**, 2007 - Geomorphological facies reconstruction of Late Quaternary alluvial by the application of fluvial architecture concepts. *Geomorphology*, 86, pp. 94-114.
- Houben P.**, 2008 – Scale linkage and contingency effects of field-scale and hillslope-scale controls of long-term soil erosion: anthropogeomorphic sediment flux in agricultural loess watersheds of southern Germany. *Geomorphology*, 101, pp. 172-191.
- Houben P.**, 2008 – Human impact on sediment dynamics – quantification and timing. *Geomorphology*, 77, pp. 77-80.
- Houben P.**, 2012 – Sediment budget for five millennia of tillage in the Rockenberg catchment (Wetterau loess basin, Germany). *Quaternary Science Reviews*, 52, pp.12-23.
- Howard A.D.**, 1965 - Geomorphological systems – equilibrium and dynamics. *American Journal of Science*, 263, pp. 302-312.
- Huang C.H., Gascuel-Oudoux C., Cros-Cayot S.**, 2001 - Hillslope moisture condition, overland flow erosion processes. In Auzet V., Poesen J., Valentin C. (Eds.), *Soil patterns as a key controlling factor of soil erosion by water*. Elsevier, *Catena special issue*, 46, 2/3, pp. 177-188.
- Huault M-F.**, 1972 - Recherches sporo-polliniques sur le Postglaciaire des vallées de l'Orne et de la Dives, *Bulletin Société Linnéenne de Normandie*, Caen, pp. 46-57.
- Hudson P.F.**, 2003 - Event sequence and sediment exhaustion in the lower Panuco basin, Mexico. *Catena*, 52, pp. 57-76.
- Huggett R.J.**, 2007 - A history of the systems approach in geomorphology. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, pp. 145-158.
- Hutchins M.G., Smith B., Rawlins B.G., Lister T.R.**, 1999 - Temporal and spatial variability of stream waters in Wales, the Welsh borders and part of the west Midlands, UK-1. Major ion concentrations. *Water Resource*, 33-16, pp. 3479-3491.

Huybrechts W., Verbeelen D., Van der Beken A., 1989 - Meting van het sediment transport in de Dijle te Korbeek-Dijle. *Water*, 45, pp. 55-59.

Huygens M., Verhoeven R., De Sutter R., 2000 - Integrated river management of a small Flemish River catchment. In Stone M. (Ed.), *The role of erosion and sediment transport in nutrient and contaminant transfer*, IASH Publications, Wallingford, United Kingdom, 263, pp. 191-199.

I

IRGT, 2005 - *Erosion des sols en Belgique : état de la question*, cahier n° 10, 74p.

J

Jansson M.B., 1992 - Turbidimeter measurements in a tropical river, Costa Rica, In *Proceedings of the Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basins*, August 1992, Oslo. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 210, pp. 71-78.

Jansson M.B., 2002. Determining sediment source areas in a tropical basin, Costa Rica, *Catena*, 47, pp. 63-84.

Jauffret D., Vérague J., 1986 - *Etude quantitative du transport en suspension de deux cours d'eau en milieu granitique tempéré océanique*. Rapports scientifiques et techniques, 3. CNRS-Centre de Géomorphologie, Caen, France, 50p.

K

Kirk J.T.O., 1988 - Optical water quality – what does it mean and how should we measure it? *Journal of the Pollution Control Federation*, 60, pp. 194-197.

King D., Le Bissonnais Y., 1992 - Rôle des sols et des pratiques culturales dans l'infiltration et l'écoulement des eaux : exemple du ruissellement et de l'érosion sur les plateaux limoneux du nord de l'Europe. *C.R. Acad. Agriculture*, pp. 91-105.

Klein C., 1975 - *Massif Armoricaïn et Bassin Parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires*. Thèse d'Etat en 2 volumes, 745 + 34p. + 1 volume de cartes.

Klein M., 1984 - Anticlockwise hysteresis on suspended sediment concentration during individual storms: Holbeck catchment, Yorkshire, England. *Catena*, 11, pp. 251-257.

Knapp R.T., 1938 - Energy-balance in stream-flows carrying suspended load. *American Society of Mechanical Engineers*, pp. 501-505.

Knighton D., 1984 - *Fluvial forms and Processes, a New Perspective*, Arnold, London, 383p.

Knudby C., Carrera J., 2005 - On the relationship between indicators of geostatistical, flow and transport connectivity. *Advances in Water Resources*, 28 (4), pp. 405-421.

L

Lagadec C., 2006 – *La dynamique des landes de Vauville : contrôle environnemental, gestion conservatoire durable, évolution des usages et préconisations de gestion*, Mémoire de Master, Université de Caen Basse-Normandie, 181p.

Laguionie P., 2006 - *Mesures in situ et Modélisation du transport des sédiments en rivière. Application au bassin versant de la Vilaine*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, 331p.

Laignel B., Dupuis E., Durand A., Dupont., Hauchard E., Massei N., 2006 - Erosion balance in the watersheds of the western Paris Basin by high-frequency monitoring of discharge and suspended sediment in surface water. *C.R. Geoscience*, 338, pp. 556-564.

Laignel B., Souissi S., 2010. *Les effets du changement climatique dans le contexte des changements globaux. Expertise collective sur l'estuaire de la Seine*. Rapport Seine-Aval, 60p.

Lamalle C., Petit F., Koch G., Hurtgen C., Pissart A., 1989 - Les transports en suspension et en solution dans la Burdinale, affluent principal de la Méhaigne. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 25, pp. 39-51.

Lambert R., 1996 - *Géographie du cycle de l'eau*, Editions Presses Universitaires du Mirail (PUM), Toulouse, 439p.

- Lane S.N., Brookes C.J., Kirby M.J., Holden J.**, 2004 - A network-index-based version of TOPMODEL for use with high-resolution digital topographic data. *Hydrological Processes*, 18, pp. 191-201.
- Lang A., Nolte S.**, 1999 - The chronology of Holocene fluvial sediment from the Wetterau, Germany, provide by optical and C14 dating. *The Holocene*, 9 (2), pp. 207-214.
- Langlois P. Delahaye D.**, 2002 - RuiCells, automate cellulaire pour la simulation du ruissellement de surface. *Revue Internationale de Géomatique*, 12 (4), pp. 461-487.
- Larson W.E., Lindstrom M.J., Schumacher T.E.**, 1997 - The role of severe storms in soil erosion: a problem needing consideration. *Journal of soil and Water Conservation*, 52, pp. 90-95.
- Lawer D.M.**, 1955 - The impact of scale on the processes of channel-side sediment supply: a conceptual model. Effects of scale on Interpretation and Management of Sediment and Water Quality, Proceedings of a Boulder Symposium, July 1995, *IASH publication* n° 226, 10p.
- Lawer D.M.**, 1978 - The use of erosion pins in river banks, *Swansea Geographer*, 16, pp. 9-18.
- Lawer D.M.**, 1986 - River bank erosion and the influence of frost: a statistical examination. *Transaction of the Institute of British Geographers*, 11, pp. 227-242.
- Lawer D.M.**, 1992 - Process dominance in bank erosion systems. In Carling P.A. et Petts G.E. (Eds.): *Lowland floodplain rivers: Geomorphological perspectives*, pp. 117-143, Wiley.
- Lawer D.M., Leeks G.J.L.**, 1992 -River bank erosion events on the upper Severn detected by the photo-electric erosion pin system (PEEPS), In *Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basins*. International Association of Hydrological Sciences Publication, 210, pp. 95-105.
- Lawer D.M.**, 1993a. Needle ice processes and sediment mobilisation on river bends; the river Ilston, West Glamorgan, UK, *Journal of Hydrology*, 150, pp. 81-114.
- Lawer D.M.**, 1993b - The measurement of river bank erosion and lateral channel change: a review. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, pp. 777-821.
- Lawer D.M.**, 1995 - The impact of scale on the processes of channel-side sediment supply: a conceptual model. *IASH, Effects of scale on interpretation and management of sediment and water quality*, 226; pp. 175-184.
- Lawer D.M., Couperthwaite J., Bull L., Harris N.M.**, 1997 - Bank erosion events and processes in the upper Severn Basin, *Hydrology and Earth System Sciences*, 1, pp. 523-534.
- Lawer D.M., Grove J.R., Couperthwaite J., Leeks G.J.L.**, 1999 - Downstream change in river bank erosion rates in the Swale-Ouse system, northern England. *Hydrological Processes*, 13, pp. 977-992.
- Le Bissonnais Y.**, 1988 - *Analyse des mécanismes de désagrégation et de la mobilisation des particules de terre sous l'action des pluies*. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, 196p.
- Le Bissonnais Y., Renaux B., Delahouche H.**, 1995 - Interactions between soil properties and moisture content in crust formation, runoff and interrill erosion from tilled loess soil, *Catena*, 25, pp. 33-46.
- Le Bissonnais Y., Soucher C.**, 1995 - Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion. *Etude et Gestion des sols*, 2 (1), pp. 43-56.
- Le Bissonnais Y., Torette J., Bardet C., Daroussin J.**, 2002 - *L'érosion hydrique des sols en France*, Rapport INRA – IFEN, 109p. (disponible sur <http://erosion.orleans.inra.fr/rapport2002/>).
- Lebrelllec E.**, 2009 - *Les dynamiques hydro-sédimentaires des cours d'eau : étude des contributions latérales d'origines naturelles et anthropiques*, Mémoire de Master de géographie, Université de Caen Basse-Normandie, 131p.
- Lecomte V.**, 1999 - *Transfert de produits phytosanitaires par ruissellement et l'érosion de la parcelle au bassin versant. Processus, déterminisme et modélisation spatiale*. Thèse de l'INAPG, 212p. + annexes.
- Lefeuvre C., Martineau A., Tchapiou R.**, 2011. *Les dynamiques spatiales du ruissellement érosif en zone bocagère : le rôle des réseaux de haies sur les transferts hydro-sédimentaires*. mémoire de Master 2, Université de Caen Basse-Normandie, 32p.
- Legendre L. Demers S.**, 1984 - Towards dynamic biological oceanography and limnology. *Canadian journal of Fisheries Aquatic Science*, pp. 41, 2-19.
- Le Gouée**, 2004 - *Le ruissellement et l'érosion des sols dans le bassin versant du Moulin de Pontorsier (Sud Manche). Une étude expérimentale pour la gestion concertée des ressources environnementales en domaine bocager*, Rapport année 2004 (non publié). Université de Caen Basse-Normandie, 153p.

- Le Gouée P. et Delahaye D.**, 2008 - *Modélisation et cartographie de l'aléa érosion des sols et des espaces de ruissellement dans le Calvados*, Rapport d'étude (non publié), 242p.
- Le Gouée P., Delahaye D., Bermond M., Marie M., Douvinet J., Viel V.**, 2010 - A large scale assessment model of soil erosion hazard in Basse-Normandie (Northern-Western France), *Earth Surface Processes and Landforms*, 35 (8), 29p.
- Le Gouée P., Cantat O., Bensaid A., Goulet A., Delahaye D.**, 2011 - SCALES : An original model to diagnose soil erosion hazard and assess the impact of climate change on its evolution. *Soil Erosion Studies*, Intech (Ed.), pp. 227-252, DOI : 10.5772/23501.
- Le Gouée P., Lemerancier B., Cantat O., Delahaye D., Walter C., Goulet A., Jambou N., Viel V., Reulier R., Bensaid A.**, à paraître - Modélisation de la sensibilité des sols à l'érosion hydrique. In Mérot Ph., Dubreuil V., Delahaye D., Desnos Ph., *Le climat change dans le Grand Ouest, Evolution, Impacts, Perceptions*, pp. 215-225.
- Lefrançois J.**, 2007. *Dynamique et origines des matières en suspension sur petits bassins versants agricoles sur schistes*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, 260p.
- Lemerancier B., Berthier L., Buquen G., Dutin G., Guichard S., Le Bris A.L., Renault-Gardan S., Quidu O., Walter C., Cluzeau D., Guernion M., Mercier V., Pérès G., Piron D., Rougé L., Le Dû-Blayo L., Michel K., Gouéry P., Bourget E., Corpetti T. Tico S., Dupont C., Giteau J.L., Guérillot C., Hanocq D.**, 2010 - Programme « Sols de Bretagne » (2005 - 2010), rapport final. Document UMR 1069 SAS, 111p. + annexes. <http://www.sols-de-bretagne.fr/atelecharger/RAPPORTS-DE-SYNTHESE-DE-SOLS-DEBRETAGNE/Rapport-final-du-programme-Sols-de-Bretagne-%282005-2010%29/>.
- Lenzi M.A., Marchi L.**, 2000 - Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy). *Catena*, 39, pp. 267-282.
- Lepaumier H., Vauterin C-C., Le Goff E., Villaregut J.**, 2010 - Un réseau de fermes en périphérie caennaise, *In* Barral P., Dedet B., Delrieu F., Giraud P., Le Goff I., Marion S., Villard - Le Tiec A. (Dir.), *L'Âge du Fer en basse-Normandie. Gestes funéraires en Gaule au second Âge du Fer*. Actes du XXXIII^{ème} colloque international de l'association Française pour l'Âge du Fer, Caen, 2009, Besançon, Presses Universitaires de Franche Comté, série Annales littéraires, série Environnement et Archéologie, 139-158.
- Lespez L., Clet-Pellerin M., Levalet F., Bellec F., Davidson R.**, 2003 - L'apport des archives naturelles dans la compréhension de l'évolution des paysages protohistoriques et historiques normands. L'exemple de la péninsule de la Hague, Manche. *Annales de Normandie*, Congrès des Sociétés Historiques et Archéologiques de Normandie, 8, pp. 77-93.
- Lespez L., Clet-Pellerin M., Davidson R., Marcigny C.**, avec coll. de **Levalet F. et Hardel B.**, 2004. Evolution des paysages et anthropisation depuis le Néolithique dans la péninsule de la Hague, *Revue d'Archéométrie*, 28, pp. 71-88.
- Lespez L., Clet-Pellrin M., Limondin-Lozouet N., Pastre J-F., Fontugne M.**, 2005 - Discontinuités longitudinales des dynamiques sédimentaires Holocènes dans les petites vallées de l'ouest du Bassin Parisien, l'exemple de la Mue (Basse-Normandie). *Quaternaire*, 16-4, pp. 273-298.
- Lespez L., Clet-Pellerin M., Limondin-Lozouet N., Pastre J-F., Fontugne M., Marcigny C.**, 2008a - Fluvial system evolution and environmental changes during the Holocene in the Mue valley (Western France). *Geomorphology*, 98, pp. 55-70.
- Lespez L., Germain-Vallée C., Riquier C.**, 2008b. Archéologie du paysage de la Plaine de Caen du Néolithique à l'époque Mérovingienne, rapport d'avancement 2008 non publié, 75p.
- Lespez L.** (Ed.), 2011 - *Paysages et gestion de l'eau : sept millénaire 'histoire des basses vallées en Normandie*. Bibliothèque du Pôle Rural 3, MRSH Caen-Association d'Histoire Rurale, 336p.
- Lespez L.**, 2012. *Les temps de l'environnement et des paysages des systèmes fluviaux au cours de l'Holocène. Normandie, Grèce, Mali*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, volume 1, 377p.
- Lespez L., Viel V., Cador J-M., Germaine M-A., Germain-Vallée C., Rollet A., Delahaye D.**, à paraître - The environmental changes of small stream since the Neolithic period in Normandy. What lessons for the current management in the context European Water Framework Directive. *In* Arnaud-Fassetta G. et Reynard E. (Eds.). *Continental hydrosystems and territory and the different laws and practices of water management in Europe. Hydrosystèmes continentaux et territoires européens confrontés aux différentes lois sur l'eau*, Pfeil, Munich, 12p.
- Lexartza-Artza I., Wainwright J.**, 2009 - Hydrological connectivity: Linking concepts with practical implications. *Catena*, 79, pp. 146-152.

- Lewis J.A.**, 1982. British floodplains. – In Adlam B.H., Fenn C.R., Morris L. (Eds.): *Paper in Earth Study*, pp. 21-37; Geo Books.
- Lewis J.**, 1996 - Turbidity-controlled suspended sediment sampling for runoff-event load estimation. *Water Resources Research*, 32 (7), pp. 2299-2310.
- Lewis J., Eads R.**, 2001 - Turbidity threshold sampling for suspended load estimation. In *Proceedings of the Seventh Federal Interagency Sedimentation Conference*, Reno, Nevada III, pp. 110-117.
- Lopez-Tarazon J.A., Batalla R.J., Vericat D., Francke T.**, 2009 - Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: The River Isabena (Southern Pyrenees). *Geomorphology*, 109, pp. 201-221.
- Lopez-Tarazon J.A.**, 2011 - *The sediment budget of a highly erodible catchment, the river Isabena (Ebro basin, central Pyrenees)*. Thèse de Doctorat, Université de Lleia, 190p. + annexes.
- Lowe W.H., Likens G.E.**, 2005 - Moving headwater streams to the head of the class. *BioScience*, 55-3, pp. 196-197.
- Ludwig B.**, 1992 – *L'érosion par ruissellement concentré des terres cultivées du nord du Bassin Parisien : analyse de la variabilité des symptômes d'érosion à l'échelle du bassin versant élémentaire*. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, 155p. + annexes.
- Ludwig B., Auzet A-V., Boiffin J. Papy F., King D., Cadoeuf J.**, 1996 - Etats de surface, structure hydrographique et érosion en rigole de bassins versants cultivés du Nord de la France. *Etude et Gestion de Sols*, 3 (1), pp. 53-70.

M

- Macaire J-J., Bellemlh A., Di-Giovnni C., De Luca P., Visset L., Bernard J.**, 2002 - Sediment yield and storage in the Negron river catchment (south western Parisian Basin), France during the Holocene period. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, pp. 991 – 1011.
- Macaire J-J., Bernard JU., Di-Giovanni C., Hinschberger F., Limondin-Lozouet N., Visset N.**, 2006 - Quantification and regulation of organic and mineral sedimentation in a late-Holocene floodplain as a result of climatic and human impacts (Taligny marsh, Parisian Basin, France). *The Holocene*, 16-5, pp. 647-660.
- Macary X.**, 2009 - *Approche spatio-temporelle de l'impact des activités agricoles et des éléments paysagers sur le risque de transfert de MES vers les eaux de surface, à l'échelle de petits bassins versants normands*, Mémoire de fin d'études, ENITA de Bordeaux, 59p.
- Maire G.**, 1966 - *La Basse Bruche : Cône de Piémont et dynamique actuelle*. Thèse de Doctorat, Centre de Géographie Appliquée, Université de Strasbourg, 138p.
- Malavoi J.R., Bravard J-P., Piegay H., Heroïn E., Ramez P.**, 1998 - Détermination de l'espace de liberté des cours d'eau. Guide technique n°2, 42p.
- Mano V., Moatar F., Coyne A., Etcheber H., Ludwig W., Meybeck M., Nemery J., Poirel A., Blanc G., Schafer J.**, 2006 - Space and time variability of suspended particulate matter (SPM) transport in 32 French rivers (100 to 100 000 Km²; daily to yearly). *Sediment dynamics and the Hydromorphology of Fluvial System ICCE*, IAHS International Symposium, 3rd – 7th Juillet 2006, Dundee, Scotland, Actes de colloques, pp. 29-37.
- Mano V., Némery J., Belleudy P.**, 2007 - Un an de mesures des flux de Matières En Suspension (MES) et de carbone sur une rivière alpine : l'Isère. Actes de colloque SHF : *Transport solide et gestion des sédiments en milieux naturels et urbains*, Lyon, 28-29 Novembre 2007, 4p.
- Marie M.**, 2009 - *Des pratiques des agriculteurs à la production de paysage de bocage. Etude comparée des dynamiques et des logiques d'organisation spatiale des systèmes agricoles laitiers en Europe (Basse-Normandie, Galice, Sud de l'Angleterre)*, Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse-Normandie, 513p.
- Martin C., Allée P., Béguin E., Cuzucuoglu C., Levant M.**, 1997 - Mesure de l'érosion mécanique des sols après un incendie de forêt dans le massif des Maures. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 2, pp. 133-142.
- Martineau A.**, 2010 - *Contribution des versants au bilan sédimentaire Holocène d'un hydrosystème. Exemple du bassin versant de la Gronde*. Mémoire de Master 1, Université de Caen Basse-Normandie, 92p.
- Massei N.**, 2001 - *Transport de particules en suspension dans l'aquifère crayeux karstique et à l'interface craie/alluvions*. Thèse de Doctorat, Université de Rouen, 199p.
- Massei N., Dupont J.P., Mahler B.J., Laignel B., Fournier M., Valdes D., Ogier S.**, 2006 - Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. *Journal of Hydrology*, 329, pp. 244-257.

- Maurizot P., Auffret J-P., Baize S., Deroin J-P., Dugué O., Fily G., Le Gall J., Leliepault B., Mazenc B., Pellerin J.,** 1999 - Notice de la carte géologique de Bayeux – Courseulles-sur-Mer au 1/50 000^{ème}, BRGM, 151p.
- Mayewski P.A., Rohling E., Stager C., Karlen W., Maasch K., Meeker L.D., Meyerson E., Gasse F., Van Kreveland S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R.,** 2004 - Holocene climate variability, *Quaternary research*, 62, pp. 243-255.
- McDonnell J.J., Sivapalan M., Vaché K., Dunn S., Grant G., Haggerty R., Hinz C., Hooper R., Kirchner J., Roderick M.L., Selker J., Weiler M.,** 2007 - Moving beyond heterogeneity and process complexity: a new vision for watershed hydrology. *Water Resources Research*, 43, W07301, 6p.
- Mc Ewen, L.J.,** 1994 - Channel planform adjustment and stream power variations in the middle river Coe Western Grampian Highlands, Scotland. *Catena*, 21, pp. 357-374.
- Mc Manus J., Duck R.W.,** 1996 - Regional variations of fluvial sediment yield in eastern Scotland. In Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives, Proceedings of the Exceter Symposium, Juillet 1996. *IAHS Publication*, n°236.
- Melun G., Arnaud-Fassetta G., Fort M., Chalaux E., Delecluse O., Fourel S., Guesdon L., Lucas E., Nieto E.,** 2012 - Hydromorphological impacts of continuity's restoration at the reach scale. Example of the Suzanne reach, tributary of the Yerres River, Seine catchment, France. Proceedings of the International Conference “*Continental Hydrosystems and European Territories faced with Different Water Laws*”, 11-13 Juillet 2011, Sion, Switzerland. Verlag Friedrich Pfeil, München, in press.
- Melun G.,** en cours - *Impacts environnementaux de la suppression des ouvrages hydrauliques dans le cadre du rétablissement de la continuité des cours d'eau imposée par la Loi sur l'Eau et les Milieux Aquatiques (LEMA) : de l'évaluation à la gestion.* Thèse de Doctorat, Université Paris 7.
- Mérot P.,** 1978 - *Le bocage en Bretagne granitique : une approche de la circulation des eaux*, Thèse de Doctorat, Université de Rennes 1, 196p.
- Mérot P. Ruellan A.,** 1980 - Pédologie, hydrologie des bocages ; caractéristiques et incidences de l'arasement des talus boisés sur les sols et les eaux. *B.T.I.*, 353-355, pp. 657-689.
- Mérot P.,** 1999a. The influence of hedgerow systems on the hydrology of agricultural catchments in a temperate climate. *Agronomie*, 19, pp. 655-669.
- Mérot P., Gascuel-Oudoux C., Walter C., Zhang X., Molenat J.,** 1999b. Influence du réseau de haies des paysages bocagers sur le cheminement de l'eau de surface. *Revue des sciences de l'eau*, 12 (1), pp. 23-31.
- Mette R., Sattelmacher B.,** 1994 - Root and nitrogen dynamics in the hedgerow – field interface. Consequences for land use management, in *proceedings of the 7th Inter Symposium of CIEC; agroforestry and land use change in industrialized nations*, Berlin, Université de Humbolt, pp. 275-284.
- Meybeck M., Laroche L., Dürr H.H., Syvitski J.P.M.,** 2003 - Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. *Global and Planetary Change*, 39, pp. 65-93.
- Micheli E.R., Kirchner J.W., Larsen E.W.,** 2004 - Quantifying the effect of riparian forest versus agricultural vegetation of river meander migration rates, Central Sacramento River, California, USA. *River Research and Application*, 20, pp. 537-548.
- Montgomery D.R. ; Dietrich W.E.,** 1988 - Where do channels begin ? *Nature*, 336, pp. 232-234.
- Montgomery D.R. ; Dietrich W.E.,** 1989. Source areas, drainage density, and channel initiation. *Water Resource Research*, 25, pp. 1907-1918.
- Morehead M.D., Syvitski J.P., Hutton E.W.H., Peckman S.D.,** 2003 - Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary change*, 39, pp. 95-110.
- Mossa J.,** 1988 - Discharge – sediment dynamics of the lower Mississippi River. *Transaction – Gulf Coast association of Geological*, pp. 303-314.
- Mossa J.,** 1996 - Sediment dynamics of the lowermost Mississippi River. *Engineering Geology*, 45, pp. 457-479.
- Moussa R., Voltz M., Andrieux P.,** 2002 - Effects of the spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events, *Hydrological Processes*, 16, pp. 393-412.
- Muller G., Forstner U.,** 1968 - General relationship between suspended sediment concentration and water discharge in the Alp Rhein and some others rivers, *Nature* 217, 5125, pp. 244-245.

Murray H. et Gomez B., 2002. Sediment transport. In *Tools in fluvial geomorphology*, Kondolf G.M. et Piégay H. (Eds.), pp. 425-461.

N

Nadal-Romero E., Regüés D., Latron J., 2008 - Relationships among rainfall, runoff, and suspended sediment in a small catchment with badlands. *Catena*, 74, pp. 127-136.

Nadeau T.L., Rains M. C., 2007a - Hydrological connectivity between headwater streams and downstream waters: how science can inform policy. *Journal of the American Water Resources Association*, 43 (1), pp. 118-133.

Nadeau T.L., Rains M.C., 2007b - Hydrological connectivity of headwaters to downstream waters: introduction of the featured collection. *Journal of the American Water Resources Association*, 43 (1), pp. 1-4.

Nanson G.C., Hickin E.J., 1986 - A statistical examination of bank erosion and channel migration in western Canada. *Bulletin Geological American Society*. 97, pp. 497-507.

Notebaert B., Verstraeten G., Rommens T., Vanmontfort B., Govers G., Poesen J., 2009 - Establishing a Holocene sediment budget for the river Dijle. *Catena*, 77, pp. 150-163.

Notebaert B., Verstraeten G., 2010 - Sensitivity of West and Central European river systems to environmental changes during the Holocene: A review. *Earth Science Reviews*, doi: 10.1016/j.earscirev.2010.09.009. 39p.

Notebaert B., Verstraeten G., Govers G., Poesen G., 2010 - Quantification of alluvial sediment storage in contrasting environments: Methodology and error estimation. *Catena*, 82, pp. 169-182.

Notebaert B., Verstraeten G., Vandenbergh D., Marinova E., Poesen J., Govers G., 2011 - Changing hillslope and fluvial Holocene sediment Holocene dynamics in a Belgian loess catchment, *Journal of Quaternary Science*, 26 (1), pp. 1099-1117.

O

Ocampo C.J., Sivapalan M., Oldham C., 2006 - Hydrological connectivity of upland-riparian zones in agricultural catchments: implications for runoff and nitrate transport. *Journal of Hydrology*, 331 (3-4), pp. 643-658.

Olivry J.C., Hoorelbeck J., 1989 - Erodibilité des terres noires de la vallée du Buëch, France, Alpes du sud. ORSTOM, 25, pp. 95-110.

O'Neill R.V., De Angelis D.L., Waide J.B., Allen T.F.H., 1986 - *A hierarchical concept of ecosystems*. Princeton University, New Jersey, USA, 253p.

Orth P., Pastre J-F., Gauthier A., Limondin-Lozouet N., Kunesch S., 2004 - Les enregistrements morphosédimentaires et biostratigraphiques des fonds de vallée du bassin versant de la Beuvronne (Bassin Parisien) Seine-et-Marne, France : Perception des changements climato-anthropiques à l'Holocène. *Quaternaire*, 15 (3), pp. 285-298.

P

Papy F., Boiffin J., 1988 - Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. Evaluation des possibilités de maîtrise du phénomène dans les exploitations agricoles. *Agronomie*, vol. 8 – 9, pp. 745 – 756.

Papy F., Douyer C., 1988 - Les déterminants des catastrophes liées au ruissellement des terres agricoles en Pays de Caux, Rapport INRA – SERDA, 44p.

Papy F., Douyer C., 1991 - Influence des états de surface du territoire agricole sur le déclenchement des inondations catastrophiques, *Agronomie*, 11, pp. 201 – 215.

Pastre J-F., Limondin-Lozouet N., Gebhart A., Leroyer C., Fontugne M., Krier V., 2001 - Lateglacial and Holocene fluvial records from the central part of the Paris Basin (France). In Mady D., Macklin M.G., Woodward J.C. (Eds). *River basin sediment systems: archives of environmental change*. Balkema, pp. 357-373.

Pastre J-F., Leroyer C., Limondin-Lozouet N., Orth P., Chausse C., Fontugne M., Gauthier A., Kunesch S., Le Jeune Y., Saad M.C., 2002 - Variations paléoenvironnementales et paléohydrologiques durant les 15 000 derniers millénaires : les réponses morphosédimentaires des vallées du Bassin Parisien. In Bravard J-P., Magny M. (Dir.),

Les fleuves ont une histoire, paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans, Errance, Paris, pp. 29-44.

Pastre J.-F., Leroyer C., Limondin-Lozouet N., Antoine P., Gauthier A., Le Jeune Y., Orth P., 2003 - Quinze mille ans d'environnement dans le Bassin Parisien (France) : mémoires sédimentaires des fonds de vallées. In *Des milieux et des hommes : fragments d'histoires croisés*, Elsevier, Paris, pp. 43-55.

Pedley H.M., Hill I., Denton P., Brasington J., 2000 - Tree-dimensional modelling of a Holocene tufa system in the Lathkill Valley, north Derbyshire, using ground-penetrating radar. *Sedimentology*, 47, pp. 721-737.

Piégay H. et Schumm S.A., 2005 - System Approaches in Fluvial Geomorphology. In *Tools in fluvial Geomorphology*. In Kondolf G.M. et Piégay H. (Eds.), *Tools in Fluvial Geomorphology*, Wiley, pp. 105-134.

Ponel P., Gandouain ., Coope G.R., Andrieu-Ponel V., Guiter F., Van Vliet-Lanoe B., Franuet E., Brocandel M., Brulhet J., 2007 - Insect evience for environmental and climate changes from Younger Dryas to Sub- Boreal in a river floodplain at St Momelin (St Omer basin, northern France), *Coleoptera and Trichoptera. Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 245, pp. 483-504.

Pont P., Simonet J.P., Walteer A., 2002 - Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean: consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône River, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54, pp. 1-18.

Pringle C.-M., 2003. What is hydrological connectivity and why is it ecologically important? *Hydrological Processes*, 17, pp. 2685-2689.

Prosser I.P., Hugues A.O., Rutherford I.D., 2000 - Bank erosion of an incised channel by subaerial processes: Tasmania, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, pp. 1085-1101.

R

Reulier R., 2009. *Les dynamiques de transferts sédimentaires entre les versants et le cours d'eau*, Mémoire de Master, Université de Caen Basse-Normandie, 120p.

Reid L.M., Dunne T., 2003. Sediment budget as an organizing framework in fluvial geomorphology. In Kondolf G.M. et Piégay H. (eds.), *Tools in fluvial geomorphology*, Wiley, pp. 463-500.

RIKZ, IGN, EADS, BRGM, UAB, IFEN, EUCC, 2004 - Living with coastal erosion in Europe: sediment and space for sustainability. Part II – Maps and statistics. EuroSION Available online : <http://www.euroSION.org/reports-online/part2.pdf>.

Rodriguez-Blanco M.L., Taboada-Castro M.M., Palleiro L., Taboada-Castro M.T., 2010a - Temporal changes in suspended sediment transport in an Atlantic catchment, NW Spain. *Geomorphology*, 123, 1-2, pp. 181-188.

Rodriguez-Blanco M.L., Taboada-Castro M.M., Taboada-Castro M.T., 2010b. Factors controlling hydro-sedimentary response during runoff events in a rural catchment in the humid Spanish zone. *Catena*, 82, pp. 206-217.

Rollet A.J., 2007. *Etude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage: le cas de la basse vallée de l'Ain*. Thèse de Doctorat, Université de Lyon III, 305p.

Rommens T., Verstraeten G., Poesen J., Govers G., Van Rompaey A., Peeters I., Lang A., 2005 - Soil erosion and sediment deposition in the Belgian loess belt during the Holocene: establishing a sediment budget for a small agricultural catchment. *The Holocene*, 15-7, pp. 1032-1043.

Rommens T., Verstraeten G., Bogman P., Peeters I., Poesen J., Govers G., Van Rompaey A., Lang A., 2006 - Holocene alluvial storage in a small river catchment in the loess area of central Belgium. *Geomorphology*, 77, pp. 187-201.

Rommens T., Verstraeten G., Peeters I., Poesen J., Govers G., Van Rompaey A., Mauz B., Packman S., Lang A., 2007. Reconstruction of late-Holocene slope and dry valley sediment dynamics in a Belgian loess environment. *The Holocene*, 17-6, pp. 777-788.

Roux A.L., 1982 - Cartographie polythématique appliquée à la gestion écologique des eaux ; étude d'un hydrosystème fluvial : le Haut Rhône français. Rapport, CNRS, Lyon, 116p.

Renault D., 2007 - *Etude des dynamiques paysagères de la vallée de la Seulles*, Mémoire de Master de Géographie, Université de Caen Basse-Normandie, 2007, 236p.

Rubey, W.W., 1933. Equilibrium-conditions in debris-laden streams. *American Geophysical Union Transaction*. 14th Ann. Meeting, pp. 497-505.

S

Salo J., 1990 - External processes influencing origin and maintenance of inland water-land ecotones. In *The ecology and management of aquatic-terrestrial ecotones*, Naiman R.J., Décamps H. (Eds.), UNESCO, Paris et Parthenon Publishing Group, Carnforth, pp. 37-64.

Sanford S.E., Creed I.F., Tague C.L., Beall F.D., Buttle J., 2007 - Scale-dependence of natural variability of flow regimes in a forested landscape. *Water Resources Research*, 4, W08414, doi:10.1029/2006WR005299, 15p.

Saulas, J., 2008 - *Analyse de la dynamique latérale d'un méandre de rivière : application à la basse vallée de la Bruche (Bas-Rhin, France)*, mémoire de Master 2, Université Louis Pasteur de Strasbourg, 77p.

Savat J., 1980 - Resistance to flow in rough supercritical sheet flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 5, pp. 103-122.

Savey P., Deléglise R., 1967 - Les incidences de l'aménagement du tiers central du Bas-Rhône sur les transports solides par suspension. Acte de colloque River Morphology, Berne, 25 Sept. - 7 Oct. *IASH Publication*, 75. IASH, Gentbrugge, Belgique, pp. 462-476.

Saynor M.J., Erskine W.D., Evans K.G., 2001 - *Bank erosion in the Ngarraj catchment: Results of erosion pin measurements between 1998 and 2001*. Supervising Scientist Report, Australian Government, Department of the Environment and Heritage, 40p.

Scäfer J., Blanc G., Lapaquellerie Y., Maillet N., Maneux E., Etcheber H., 2002 - Ten years observation of the Gironde tributary fluvial system: fluxes of suspended matter, particulate organic carbon and cadmium. *Marine Chemistry*, 79, pp. 229-242.

Schmitt L., Maire G., Humbert J., 2001 - La puissance fluviale : définition, intérêt et limites pour une typologie hydro-géomorphologique de rivières. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 45 (2), pp. 201-224.

Schumm S.A., 1960 - The shape of alluvial channels in relation to sediment type. *United States Geological Survey Professional Paper*, Paper 352B, pp. 17-30.

Schumm S.A., 1969 - River metamorphosis. *ASCE Journal of the Hydraulics Division*, HY1, pp. 255-273.

Schumm S.A., 1977 - *The fluvial system*. Wiley, New-York, 338p.

Sebbab H., 2000 - *Application des SIG à l'étude de l'impact de la voirie et des structures linéaires sur l'écoulement et l'érosion hydrique des sols viticoles de Champagne*. Thèse de Doctorat, Université de Rennes 2, 302p.

Seeger M., Errea M-P., Begueria S., Arnaez J., Marti C., Garcia-Ruiz M-J., 2004 - Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteresis loops in a small headwater catchment in the Spanish Pyrenees. *Journal of Hydrology*, 288, pp. 299-311.

Serrat P., 1999. Dynamique sédimentaire actuelle d'un système fluvial méditerranéen : l'Agly (France), 329, 189-196.

Serrat P., Ludwig W., Navarro B., Blazi J.L., 2001. Variation spatio-temporelles des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen : La Têt (France). *C. R. Acad. Sci., Ser. Iia, Sci. Terre Planetes*, 333, pp. 389-397.

Sidle R.C., Campbell A.J., 1985 - Patterns of suspended sediment transport in a coastal Alaska stream. *Water Resource Bulletin*, 21 (6), pp. 909-917.

Simon A., Curini A., Darby S., Lagendoen E.J., 1999 - Streambank mechanics and the role of bank and near-bank processes in incised channels. In *Incised River Channels*, Darby SE, Simon A. (Eds.), Wiley: Chichester, pp. 47-70.

Sine L., Agneessens J-P., 1978 - Etude des débits solides et du phénomène de migration dans une rivière drainant un bassin agricole. *Pédologie*, 28, pp. 183-191.

Sivapalan M., 2003 - Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale: is there a connexion? *Hydrological Processes*, 17 (5), pp. 1037-1041.

Slaymaker H.O., 1972 - Patterns of present sub-aerial erosion and landforms in Mid-Wales. *Transactions of the Institution of British Geographers*, 55, pp. 47-68.

Slaymaker O., 2006 - Towards the identification of scaling relations in drainage basin sediment budgets. *Geomorphology*, 80 (1-2), pp. 8-19.

- Smart R.P., Soulsby C., Cresser M.S., Wade A.J., Townend J., Billett M.F., Langan S.**, 2001 - Riparian zone on stream influence on stream water chemistry at different spatial scales: a GIS-based modelling approach, an example for the Dee, NE Scotland. *The Science of the Total Environment*, 280, pp. 173-193.
- Sogon S.**, 1999 – *Erosion des sols cultivés et transport de matières en suspension dans le bassin versant de Brie. Application des traceurs radioactifs naturels et magnétiques*. Thèse de Doctorat, Université Paris I, 305p.
- Sogon S., Penven M.J., Bonte P., Muxart T.**, 1999 - Estimation of sediment yield and soil loss using sediment load and ¹³⁷Cs measurements on agricultural land, Brie Plateau, France. *Hydrobiologia*, 410, pp. 251-261.
- Soler M., Latron J., Gallart F.**, 2008 - Relationships between suspended sediment concentrations and discharge in two small research basins in a mountainous Mediterranean area (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Geomorphology*, 98, pp. 143-152.
- Souchère V.**, 1995 - *Modélisation spatiale du ruissellement à des fins d'aménagement contre l'érosion de talweg – Application à des petits bassins versants en Pays de Caux (Haute-Normandie)*, Thèse de Doctorat, INAPG Paris, 197p.
- Souchère V., Cerdan O., Ludwig B., Le Bissonnais Y., Couturier A., Papy F.**, 2003 - Modelling ephemeral gully erosion in small cultivated catchments, *Catena*, 50, pp. 489-505.
- Steegen A., Govers G., Nachtergaele J., Takken I., Beuselinck L., Poesen J.**, 2000 - Sediment export by water from an agricultural catchment in the Loam Belt in central Belgium. *Geomorphology* 33 (1-2), pp. 25-36.
- Steegen A.**, 2001. *Sediment deposition and export from small agricultural catchments*, Thèse de Doctorat, Université de Louvain, Belgique, 220p.
- Stepkow R.**, 2008. *Approches mensuelle et saisonnière de la modélisation et de la cartographie de l'aléa érosion des sols : application dans le bassin versant de la Branche*. Mémoire de Master, Université de Caen Basse-Normandie, 116p.
- Stieglitz M. Shaman J., Mc Namara J., Engel V., Shanley J., Kling G.W.**, 2003. An approach to understanding hydrologic connectivity on the hillslope and the implications for nutrient transport. *Global Biogeochemical Cycles*, 17 (4), pp. 1105-1120.
- Stolz C.**, 2011a - Budgeting soil erosion from floodplain and alluvial fan sediments in the western Palatinate Forest (Pfälzerwald, Germany). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 55 (4), pp. 437-461.
- Stolz C.**, 2011b - Budgeting of soil erosion from floodplain sedimentation of the central Rhenish Slate Mts (Westerwald), Germany. *The Holocene*, 21 (3), pp. 499-510.
- Szanto C.**, 2011 - *Quantification des contributions sédimentaires latérales d'un cours d'eau, l'exemple du bassin versant de la Seules*, Mémoire de Master de géographie, Université de Caen Basse-Normandie, 110p.

T

- Takken I., Beuselinck L., Nachtergaele J., Govers G., Poesen J., Degraer G.**, 1999 - Spatial evaluation of a physically-based distributed erosion model (LISEM), *Catena*; 37, pp. 431 – 447.
- Takken I., Govers G., Steegen A., Nachtergaele J., Guérif J.**, 2001 - The prediction of runoff flow directions on tilled fields, *Journal of Hydrology*, 248, pp. 1 – 13.
- Tessier L.**, 2003 - *Transport et caractérisation des Matières En Suspension dans le bassin versant de la Seine : identification de signatures naturelles et anthropiques*. Thèse de Doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 344p.
- Tetzlaff D.**, 2007 - Connectivity between landscapes and riverscapes – a unifying theme in integrating hydrology and ecology in catchment science? *Hydrological Processes*, 21-10, pp. 1385-1389.
- Thoma D.P., Gupta S.C., Bauer M.E.**, 2001 - Quantifying river bank erosion with Scanning Laser Altimetry. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, volume XXXIV/W4, Annapolis, 22-24 Oct. 2001, 6p.
- Thompson M.P., Church M., Joe H.**, 1987 - Statistical Modelling of Sediment Concentration. Environment Canada, Inland Waters Directorate, *Water Resources Branch, Sediment survey Section*, Report IWD-HQ-WRB-SS-88-1, 60p.
- Thorne C.R., Lewin J.** 1979 - Bank processes, bed material movement and planform development in a meandering river. In *Adjustments of the Fluvial System*, Rhodes D.D., Williams G.P. (Eds), Allen and Unwin: London.

- Tortrat F., Aurousseau P., Squvidant H., Gascuel-Oudou C., Cordier M.-O.**, 2004 - Modèle Numérique d'Altitude (MNA) et spatialisation des transferts de surface : utilisation de structures d'arbres reliant les exutoires de parcelles et leurs surfaces contributives. *Journal Bulletin SFPT*, 172. pp. 128-136.
- Tortrat F.**, 2005 - *Modélisation orientée décision des processus de transfert par ruissellement et subsurface des herbicides dans les bassins agricoles*. Thèse de Doctorat, Agrocampus Rennes, 174p.
- Trimble S.W., Mendel A.C.**, 1995 - The cow as a geomorphic agent – a critical review. *Geomorphology*, 13, pp. 233-253.
- Trzpit J.-P.**, 1970 - *Atlas de Normandie*, Article de présentation du climat normand, Caen, Association pour l'Atlas de Normandie, 3 planches.
- Turnbull L. Wainwright J., Brazier R.E.**, 2008 - A conceptual framework for understanding semi-arid land degradation: ecohydrological interactions across multiple-space and time scales. *Ecohydrology*, 1 (1), pp. 23-34.

U

- Urban D.L., O'Neill R.V., Shugart H.H.**, 1987 - Landscape ecology: a hierarchical perspective can help scientists understand spatial patterns. *Bioscience*, 37, pp. 119-127.

V

- Valero-Garces B.L., Navas A., Machin J., Walling D.**, 1999 - Sediment sources and siltation in mountain reservoirs: a case study from the central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 28, pp. 23-41.
- Vandewiele A.**, 1998 - *Mise en place d'une base de données géographiques afin d'évaluer l'influence de l'évolution du maillage bocager sur les phénomènes de ruissellement et de proposer un schéma d'aménagements linéaires*, Mémoire de maîtrise, Université de Rouen, 232p.
- Van Hoestenbergh T., Voet M., Hylenbosch J., Cabus P.**, 2008 - Sediment export door onbevaarbare waterlopen in Vlaanderen: Metingen 2003-2007. *Vlaamse Milieu-maatschappij*. Afdeling Operationeel Waterbeheer, Belgique, 131 p.
- Vanmaercke M., Poesen J., Verstraeten G., De Vente J., Ocakoglu F.**, 2011 - Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*, 130, pp. 142-161.
- Verstraeten G., Poesen J.**, 2001 - Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchment in a temperate humid climate. *Geomorphology*, 40, pp. 123-144.
- Verstraeten G., Rommens T., Poesen J., Govers G., Lang A.**, 2009 - A temporarily changing Holocene sediment budget for a loess-covered catchment (central Belgium). *Geomorphology*, 108, 24-34.
- Viaud V.**, 2004. Organisation spatiale des paysages bocagers et flux d'eau et de nutriments. Approche empirique et modélisations. Thèse de Doctorat, Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes, pp. 283p.
- Vidon P.G.F., Hill, A.R.**, 2004 - Landscape controls on the hydrology of stream riparian zones. *Journal of Hydrology*, 292 (1-4), pp. 210-228.
- Viel V.**, 2006 - *L'analyse spatiale comme outil d'approche des dynamiques de ruissellement en milieu bocager – étude comparée des bassins versants du Bactot et du Bordel*. Mémoire de Master, Université de Caen Basse-Normandie, 149p.
- Viel V., Rollet A.-J., Delahaye, D., Cador J.-M.**, à paraître - Creation of an observatory of sediment transfers in Lower Normandy hydrosystems in the context of implementing the Water Framework Directive, In Arnaud-Fassetta G. and Reynard (Eds). *Continental hydrosystems and territory and the different laws and practices of water management in Europe. Hydrosystèmes continentaux et territoires européens confrontés aux différentes lois sur l'eau*, Pfeil, Munich, 10p.
- Vivian H., Thomas A.**, 1982 - Erosion et transports solides dans le bassin du haut Drac (en amont de la retenue du Sautet). Cemagref, Grenoble.
- Voet M.**, 1997 - Sedimentafvoer in klein stroomgebieden. *Water*, 92, pp. 10-14.
- Vogt J.**, 1953 - Erosion des sols et techniques culturales en climat tempéré maritime de transition (France et Allemagne). *Revue de Géomorphologie Dynamique*, Tome IV, pp. 157-183.

Vongvixay A., Grimaldi C., Gascuel-Oudou C., Laguionie P., Faucheux M., Gilliet N., Mayet M., 2010 - Analysis of suspended sediment concentration and discharge relations to identify particle origins in small agricultural watersheds; Proceeding of the ICCE symposium on Sediment Dynamics for a Changing Future, Warsaw, Poland. *IAHS Publ*, 337, 8 p.

Vongvixay, A., 2012 - *Mesure et analyse de la dynamique temporelle des flux solides dans les petits bassins versants. Cas d'un bassin versant agricole en région d'élevage (Le Moulinet, Basse-Normandie, France)*, Thèse de doctorat, INSA de Rennes, Université Européenne de Bretagne, 164p.

W

Wanner H., Beer J., Butikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flükiger J., Goosse H., Grojean M., Joos M., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M., 2008 - Mid- to Late Holocene climate change : an overview, *Quaternary Science Reviews*, 27, pp. 1791-1828.

Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., 2011. Structure and origin of Holocene cold events, *Quaternary Science Reviews*, 30, 21-22, pp. 3109-3123.

Wallemacq W., Petit F., Van Campenhout J., Houbrechts ., 2011. Impact de la glace de ségrégation sur l'érosion des berges d'un ruisseau ardennais (la Chavanne, Belgique), *Géomorphologie*, 1, pp. 65-82.

Walling D.E., 1974. Suspended sediment and solute yields from a small catchment prior to urbanization. In Gregory K.J. et Walling D.E. (Eds.), *Fluvial Processes in instrumented watersheds*. Institute of British Geographers, Londres, Publication special, 6, pp. 169-192.

Walling D.E., Webb B.W., 1982 - Sediment availability and the prediction of storm-period sediment yields. Recent developments in the Explanation and Prediction of Erosion and Sediment Yield (proceedings of the Exeter symposium, July 1982). *IAHS Publ*. 137.

Walter C., Mérot P., Layer B., Dutin G., 2003 - The effect of hedgerows on soil organic carbon storage on hillslope. Soil use and management, 19, pp. 201-207.

Western R., 2001 - Toward capturing hydrologically significant connectivity in spatial patterns. *Water Resource Research*, 37 (1), pp. 83-97.

Williams G.P., 1989 - Sediment concentration versus water discharge during simple hydrologic event in river. *Journal of Hydrology*, 111, pp. 89-106.

Wipfli M.S., Richardson J.S., Naiman R.J., 2007 - Ecological linkages between headwaters and downstream ecosystems: transport of organic matter, invertebrates, and wood down headwater channel. *Journal of the American Water Resources Association*, 43 (1), pp. 72-85.

Z

Zabaleta A., Martinez M., Uriarte J.A., Antigüedad I., 2007 - Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small headwater catchments of the Basque Country. *Catena*, 71, pp. 179-190.

Liste des figures

Introduction générale :

Figure 1 : Enjeux et objectifs de la recherche	p. 9
Figure 2 : Carte de localisation du bassin versant de la zone d'étude.	p. 11
Figure 3 : Approche mise en place pour identifier l'origine des sédiments dans un bassin versant.	p. 12

PARTIE I

Chapitre 1 :

Figure 1.1 : Le système fluvial, d'après Schumm, 1977.	p. 20
Figure 1.2 : L'hydrosystème fluvial, d'après Piégay et Schumm, 2005, modifié.	p. 21
Figure 1.3 : Ruissellement par saturation des bas de versants et ruissellement par refus d'infiltration (ruissellement hortonien).	p. 23
Figure 1.4 : Mise en place d'une croûte de battance, d'après Lecomte, 1999.	p. 24
Figure 1.5 : Formes d'érosion en fonction des processus de détachement des particules de sol et des caractéristiques du ruissellement (d'après Auzet, 1990, in Delahaye, 2002).	p. 26
Figure 1.6 : Types de ruissellement et formes d'érosion associées.	p. 27
Figure 1.7 : Principe de constitution de la plaine alluviale selon le modèle de « <i>stable-bed aggrading-banks</i> » proposé par A. G. Brown (1992).	p. 29
Figure n°1.8 : Localisation des exutoires de bassins versants pour lesquels des données de transferts sédimentaires sont disponibles en France, D'après Vanmaercke et al, 2011.	p. 35
Figure 1.9 : Localisation des bassins versants aux exutoires desquels des mesures les flux de MES ont été estimés dans le nord et l'ouest de la France.	p. 36
Figure 1.10 : Organisation du modèle SCALES, d'après Le Gouée et al, 2010.	p. 41

Chapitre 2 :

Figure 2.1 : Carte géologique simplifiée de Basse-Normandie, Guides géologiques régionaux Normandie Maine, modifié d'après Doré, 1977.	p. 45
Figure 2.2 : Diagramme ombro-thermique de la station de Caen – Carpiquet (1980-2010).	p. 47
Figure 2.3 : Carte des lames d'eau moyennes précipitées en Basse-Normandie, D'après l'Atlas de Normandie, 1970 (Trzpit, 1970).	p. 48
Figure 2.4 : Cartographie des pays hydrologiques de Basse-Normandie, Cador (2005).	p. 49
Figure 2.5 : Carte de localisation du bassin versant de la Seulles.	p. 50
Figure 2.6 : Hydrogramme de crue de la Seulles suite à la crue du 26 Janvier 1990 (Donnée : banque hydro).	p. 51
Figure 2.7 : Cartographie des pays hydrologiques du Prébocage normand, du Bessin et de la Plaine de Caen (Source : Cador, 2005), mise en page : Viel V.	p. 52
Figure 2.8 : Coupe géologique au travers du bassin versant de la Seulles. Source : carte géologique de la France au 1/50 000 ^{ème} de Bayeux – Courseulles et de Torigny-sur-Vire, in Agasse, 2005, modifié.	p. 53
Figure 2.9 : Paysages caractéristiques des paysages de Prébocage normand (a et b) ; exemples de phénomènes de saturation de bas de versants liés à des processus de ruissellement hypodermique (c et d).	p. 54
Figure 2.10 : Extraction de la carte des sols du Calvados. Auteur P. Le Gouée avec la collaboration de F. Barré, C. Canivet et A. Folley, modifié.	p. 55
Figure 2.11 : Paysages caractéristiques de la transition entre le Massif Armoricaire et le Bassin Parisien (a) ; exemple de processus de ruissellement lié à la formation d'une croûte de battance sur	

les néoluvisols à texture limoneuse.	p. 56
Figure 2.12 : Paysages caractéristiques du Bessin et de la Plaine de Caen (a et b) ; exemples de phénomènes de ruissellement liés à la mise en place d'une croûte de battance à la surface du sol.	p. 57
Figure 2.13 : Cartographie de l'occupation du sol sur le bassin versant de la Seulles, source : Corine Land Cover, 2006.	p. 58
Figure 2.14 : Evolution des paysages de bocage entre 1947 et 2009 pour les communes de Feuguerolles-sur-Seulles et de St-Germain-d'Ectot. Source : Recensement Général Agricole 2010.	p. 60
Figure 2.15 : Liste des variables intégrées à la CAH destinée à réaliser une typologie des pratiques agricoles sur le bassin versant de la Seulles. Source des données : RGA 2000.	p. 61
Figure 2.16 : Typologie des communes du bassin versant de la Seulles suivant le profil technico-économique et l'occupation du sol en 2000.	p. 62

PARTIE II

Chapitre 3 :

Figure 3.1 : Principe d'organisation du réseau de mesures dans le bassin versant de la Seulles.	p. 69
Figure 3.2 : Localisation des stations de mesures.	p. 70
Figure 3.3 : Présentation du bassin versant de la Petite Seuline.	p. 72
Figure 3.4 : Présentation du bassin versant de Lingèvres.	p. 73
Figure 3.5 : Fonctionnement du capteur de turbidité de la Minisonde MS5 OTT.	p. 76
Figure 3.6 : Plage de mesure et résolution du capteur de turbidité de la Minisonde MS5 OTT.	p. 76
Figure 3.7 : Répétitivité des mesures de turbidité pour différentes concentrations en MES.	p. 79
Figure 3.8 : Présentation d'un préleveur automatique Bülher 1000 (Hach Lange).	p. 80
Figure 3.9 : Courbes de tarage des stations de Lingèvres et de la Petite Seuline.	p. 81
Figure 3.10 : Courbes de tarage des stations de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville. Source des données de débit : DREAL Basse-Normandie.	p. 82
Figure 3.11 : Station de mesure localisée à l'exutoire du bassin versant de Lingèvres.	p. 83
Figure 3.12 : Localisation des stations météorologiques dans le bassin versant de la Seulles.	p. 84
Figure 3.13 : Protocole de filtration des Matières en Suspension.	p. 86
Figure 3.14 : Caractéristiques des échantillons utilisés pour les relations turbidité – [MES].	p. 87
Figure 3.15 : Corrélations turbidité – [MES] obtenues pour chacune des stations de mesures.	p. 88
Figure 3.16 : correction des dérives liées à l'encrassement du capteur de turbidité.	p. 89

Chapitre 4 :

Figure 4.1 : Caractéristiques et variabilité des précipitations annuelles et journalières observées à la station de Caen – Carpiquet (14) sur la période 1980 – 2010, données : Météo-France.	p. 93
Figure 4.2 : Caractéristiques des trois années de mesures, comparées aux hauteurs journalières de précipitations au niveau de la station de Caen – Carpiquet (1980 – 2010).	p. 94
Figure 4.3 : Caractéristiques des précipitations mensuelles des trois années suivies pour les trois stations de mesures installées sur le bassin de la Seulles, comparées aux valeurs observées au niveau de la station de Caen – Carpiquet sur la période 1980 – 2010.	p. 96
Figure 4.4 : Nombre de jours de précipitations supérieures à 0,2 ; 5 et 10 mm.	p. 97
Figure 4.5 : Répartition des débits moyens journaliers (QJM) comparés aux quinquennales sèches et humides observées sur le bassin versant de la Seulles.	p. 98
Figure 4.6 : Masses de sédiments mesurées aux stations de Tierceville, Juvigny-sur-Seulles, Bucél et Coulvain et niveaux d'érosion spécifiques associés.	p. 101
Figure 4.7 : Tableau comparatif des niveaux d'érosion spécifiques pour des bassins versants en domaine pluvio-océanique du Nord-Ouest de l'Europe.	p. 104
Figure 4.8 : Evolution saisonnière des exports de MES aux exutoires des bassins versants de la Petite Seuline et de Lingèvres sur la période Mai 2009 – Avril 2010.	p. 105
Figure 4.9 : Evolution des relations pluie – débit au cours de l'année hydrologique 2009 – 2010.	p. 106
Figure 4.10 : Mise en évidence du rôle des surplus hydrologiques sur le débit du cours d'eau, bassin	

versant de Lingèvres, 1 ^{er} Octobre 2009 – 1 ^{er} Avril 2010.	p. 108
Figure 4.11 : Exports mensuels de MES, stations de mesures de la Petite Seuline et de Juvigny-sur-Seulles. Distinction entre les transferts de MES réalisés en crue et en dehors des périodes de crues.	p. 110
Figure 4.12 : Débits liquides et solides, bassin versant de la Petite Seuline et station de Juvigny-sur-Seulles sur la période de novembre 2009 à Janvier 2010.	p. 111
Figure 4.13 : Concentration des transferts sédimentaires dans le temps, bassin versant de la Petite Seuline et station de Juvigny-sur-Seulles (Mai 2009 – Avril 2010).	p. 112
Figure 4.14 : Volumes mensuels exportés du bassin versant de la Seulles en période de crue et en dehors des périodes de crues au cours de l'année hydrologique 2009 – 2010.	p. 114
Figure 4.15 : Débits liquides et solides, bassin versant de Lingèvres sur la période de novembre 2009 à Janvier 2010.	p. 114
Figure 4.16 : Concentration des transferts sédimentaires dans le temps, bassin versant de Lingèvres, année hydrologique 2009 – 2010.	p. 115
Figure 4.17 : Dynamique sédimentaire de la zone de transfert de la Seulles entre les stations de mesure de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville à l'échelle mensuelle sur la période Mai 2009 – Avril 2011.	p. 117
Figure 4.18 : Dynamiques sédimentaires à l'échelle horaire des transferts sédimentaires dans la zone de transfert de la Seulles entre Novembre 2009 et Janvier 2010.	p. 118
Figure 4.19 : Concentration des transferts sédimentaires dans le temps, zone de transfert de la Seulles, année hydrologique 2009 – 2010.	p. 119

Chapitre 5 :

Figure 5.1 : Exemples de relations [MES] – débit, d'après la typologie de Williams (1989).	p. 125
Figure 5.2 : Evolution des débits liquides et solides cumulés à l'exutoire du bassin versant de Lingèvres sur la période Mai 2009 – avril 2010.	p. 126
Figure 5.3 : Répartition saisonnière des relations [MES] – débit sur la période Mai 2009 – Avril 2010, bassin versant de Lingèvres.	p.127
Figure 5.4 : Projection des crues au regard du positionnement des variables sur les axes F1 et F2, bassin versant de Lingèvres.	p. 128
Figure 5.5 : Projection des crues au regard du positionnement des variables sur les axes F1 et F2, bassin versant de Lingèvres.	p. 131
Figure 5.6 : Relations [MES] – débit en période de crue au cours des mois de Novembre 2009 et Décembre 2010.	p. 134
Figure 5.7 : Synthèse des dynamiques et temporalités des transferts sédimentaires sur le bassin versant de Lingèvres.	p. 135
Figure 5.8 : Evolution cumulée des débits liquides et solides à l'exutoire du bassin versant de la Petite Seuline sur la période Mai 2009 – Avril 2010.	p. 136
Figure 5.9 : Répartition saisonnière des relations [MES] – débit, Mai 2009 – Avril 2010 sur le bassin versant de la Petite Seuline.	p. 137
Figure 5.10 : Projection des crues au regard du positionnement des variables sur les axes F1 et F2, bassin versant de la Petite Seuline.	p. 139
Figure 5.11 : Projection des crues au regard du positionnement des variables sur les axes F1 et F3, bassin versant de la Petite Seuline.	p. 141
Figure 5.12 : Evolution des relations [MES] – débit au cours de l'automne 2009.	p. 142
Figure 5.13 : Corrélation entre les masses de sédiments exportées du bassin versant et le débit maximal observé au cours de la crue.	p. 143
Figure 5.14 : Répartition des masses de sédiments exportées du bassin versant de la Petite Seuline en période automnale et hivernale.	p. 144
Figure 5.15 : Synthèse des dynamiques et temporalités des transferts sédimentaires sur le bassin versant de la Petite Seuline.	p. 145
Figure 5.16 : Dynamique de stockage sédimentaire dans la zone de transfert de la Seulles en période estivale (bilan Juvigny-sur-Seulles / Tierceville).	p. 146
Figure 5.17 : Evolution des débits liquides et solides au cours de la crue du 25-27 Juin 2009 d'amont en aval du bassin versant de la Seulles.	p. 147
Figure 5.18 : Bilan Juvigny – Tierceville à l'automne et à l'hiver 2009 et bilan de l'eau associé, novembre 2009 janvier 2010.	p. 149
Figure 5.19 : Synthèse des dynamiques et temporalités des transferts sédimentaires dans la zone de	

transfert de la Seulles.	p. 150
Figure 5.20 : Schéma général des dynamiques des temporalités et des dynamiques de transferts sédimentaires dans le bassin versant de la Seulles.	p. 155

PARTIE III

Chapitre 6 :

Figure 6.1 : Démarche de recherche établie en vue d'une évaluation de la contribution des versants, Conférence Permanente du Développement Territorial, Pays de Herve, modifié.	p. 161
Figure 6.2 : Surplus hydrologiques sur le bassin versant de la Seulles pour les années hydrologiques 2009 – 2010 et 2010 – 2011	p. 162
Figure 6.3 : Instabilité structurale des sols sur le bassin versant de la Seulles. Modifié d'après Le Gouée et Delahaye (2008). Photos : Viel Vincent, bassin versant du Bordel, Février 2006.	p. 163
Figure 6.4 : Rôle hydrologique des haies perpendiculaires à la pente.	p. 166
Figure 6.5 : Typologie du rôle hydrologique des fossés. Modifié d'après Adamiade (2004).	p. 167
Figure 6.6 : Typologie du rôle hydrologique du réseau routier.	p. 168
Figure 6.7 : Ruissellement connecté au réseau routier par le biais d'une entrée de champ.	p. 169
Figure 6.8 : Diversité des liens hydrologiques au sein d'un bassin versant, Conférence Permanente du Développement Territorial, Pays de Herve, modifié.	p. 170
Figure 6.9 : Typologie des connexions hydrologiques dans un bassin versant. Bloc diagramme modifié d'après la Conférence Permanente du Développement Territorial, Pays de Herve.	p. 172
Figure 6.10 : Caractéristiques des bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline.	p. 174
Figure 6.11 : Démarche méthodologique appliquée pour évaluer le rôle hydrologique des haies.	p. 175
Figure 6.12 : Cartographie de l'efficacité hydrologique des haies et répartition par classe d'efficacité des linéaires de haies.	p. 176
Figure 6.13 : Réseau de drainage naturel et anthropique susceptible de permettre l'export de sédiments des bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline.	p. 178
Figure 6.14 : Complexité du cheminement des écoulements de surface sur le bassin versant de Lingèvres au cours de la crue du 28/02/2010.	p. 179
Figure 6.15 : Cartographie des surfaces potentiellement connectées au cours d'eau sur les bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline.	p. 181
Figure 6.16 : Jeu de la variété de l'occupation du sol et de son positionnement sur les versants sur la possibilité de ré-infiltration des écoulements de surface.	p. 183
Figure 6.17 : Cartographie des surfaces cultivées et connectées au cours d'eau sur les bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline.	p. 184
Figure 6.18 : Localisation des points de prélèvement dans les bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline.	p. 187
Figure 6.19 : Protocole de mesure in situ des apports de versants à l'interface entre versants et cours d'eau.	p. 188
Figure 6.20 : Evaluation de la contribution des versants dans le budget sédimentaire global du bassin versant de Lingèvres au cours de la crue du 13-14 Novembre 2010.	p. 190
Figure 6.21 : Organigramme des erreurs susceptibles d'intervenir sur la quantification de la contribution des versants.	p. 192
Figure 6.22 : Contribution des bassins versants élémentaires du bassin de Lingèvres au cours de la crue du 13-14 Novembre 2010.	p. 195
Figure 6.23 : Contribution des bassins versants élémentaires enherbés, bassin de Lingèvres, crue du 13-14 Novembre 2010	p. 196
Figure 6.24 : Budget sédimentaire du bassin versant de Lingèvres pour la crue du 13 – 14 Novembre 2010.	p. 197
Figure 6.25 : Budget sédimentaire du bassin versant de Lingèvres pour la période Mai 2009 – Avril 2010.	p. 197
Figure 6.26 : Dynamiques de ruissellement au sein du bassin versant de la Petite Seuline.	p. 199
Figure 6.27 : Exemple d'hydrogramme de crue en période hivernale pour le bassin versant de la Petite Seuline.	p. 200

Chapitre 7 :

Figure 7.1 : Démarche de recherche établie en vue d'une évaluation de la contribution des stockages alluviaux.	p. 205
Figure 7.2 : Démarche méthodologique mise en place pour estimer les stockages alluviaux.	p. 206
Figure 7.3 : Calcul des volumes de sédiments stockés dans les fonds de vallées de la Seulles.	p. 207
Figure 7.4 : Evolution longitudinale des épaisseurs de sédiments stockés dans la plaine alluviale de la Seulles.	p. 208
Figure 7.5 : Epaisseurs de sédiments disponibles dans les fonds de vallées du bassin versant de la Seulles.	p. 209
Figure 7.6 : Principaux transects en travers réalisés en contexte armoricain et sur la zone de transfert de la Seulles.	p. 212
Figure 7.7 : Caractéristiques granulométriques des différentes unités sédimentaires identifiées le long de la Seulles.	p. 213
Figure 7.8 : Remplissages alluviaux en contexte sédimentaire (bassin versant de la Mue), modifié d'après Lespez, 2008.	p. 214
Figure 7.9 : Variabilité des masses volumiques obtenues et comparaison avec les valeurs utilisées dans la bibliographie pour des bassins versants situés en Europe, sous climat tempéré.	p. 215
Figure 7.10 : Démarche méthodologique destinée à évaluer la masse de sédiments stockés dans les fonds de vallées de la Seulles en contexte armoricain et sur la zone de transfert de la Seulles.	p. 216
Figure 7.11 : Démarche méthodologique pour évaluer la masse des stockages de fonds de vallées de la Thue et de la Mue (DBD = Densité apparente).	p. 217
Figure 7.12 : Références bibliographiques sur les remplissages sédimentaires de fonds de vallées.	p. 218
Figure 7.13 : Estimation des puissances spécifiques sur le bassin versant de la Seulles (W/m^2).	p. 220
Figure 7.14 : Démarche méthodologique générale mise en place pour estimer la masse de sédiments provenant des fonds de vallées.	p. 222
Figure 7.15 : Photographies de berges en érosion faible (a), moyenne (b) et forte (c, d).	p. 223
Figure 7.16 : Cartographie de l'intensité des processus d'érosion des berges dans le bassin versant de la Seulles et localisation des sites représentatifs.	p. 224
Figure 7.17 : Présentation des sites représentatifs choisis pour quantifier l'érosion des berges.	p. 226
Figure 7.18 : Caractéristiques des équipements mis en place pour suivre les reculs de berges pour chacun des sites représentatifs (localisation des sites en figure 7.17).	p. 227
Figure 7.19 : Equipement <i>in situ</i> des berges. Positionnement des profils de berge et équipement à l'aide de tiges d'érosion et de clous (a), mesure des reculs de berges (b).	p. 228
Figure 7.20 : Variabilité des mesures de recul de berges au sein de sites représentatifs.	p. 230
Figure 7.21 : Tableau récapitulatif des valeurs d'érosion de berges obtenues pour chacun des sites représentatifs.	p. 230
Figure 7.22 : Démarche utilisée pour affecter un recul à chacun des transects homogènes.	p. 232
Figure 7.23 : Mise en relation de la hauteur de berges avec la superficie du bassin versant. Données : Viel V., Rollet A.-J., Durand A. (2012) et Curutchet F. (2012).	p. 232
Figure 7.24 : Quantification de la contribution des berges dans le bassin versant de la Seulles et intervalles de confiance de la quantification.	p. 234
Figure 7.25 : Graphique de synthèse de l'évolution de la contribution des berges dans le bassin de la Seulles.	p. 236
Figure 7.26 : Erosion de berge liée à la glace de ségrégation et remobilisation par les crues.	p. 237
Figure 7.27 : Erosion sur les affluents (ordres inférieurs du cours d'eau), Février 2012.	p. 238

Chapitre 8 :

Figure 8.1 : Exemple d'alimentation du bourrelet de berge après la crue débordante du 28 février 2010 (lieu dit « Le Heuzé »).	p. 243
Figure 8.2 : Contribution de chacune des entrées sédimentaires, bassin versant de Lingèvres.	p. 244
Figure 8.3 : Bilan sédimentaire pour le bassin versant de Lingèvres pour la période mai 2009 – avril 2010.	p. 245
Figure 8.4 : Contribution de chacune des entrées sédimentaires pour le bassin versant de la Petite Seuline.	p. 245
Figure 8.5 : Bilan sédimentaire pour le bassin versant de la Petite Seuline sur la période mai 2009 –	

avril 2010.	p. 246
Figure 8.6 : Budgets réalisés en contexte armoricain pour chacune des années de mesures.	p. 248
Figure 8.7 : Budget sédimentaire réalisé en contexte armoricain sur la période mai 2009 – avril 2010.	p. 249
Figure 8.8 : Budget sédimentaire présentant la contribution des berges, des têtes de vallons et des versants dans la Seulles en domaine armoricain sur la période mai 2009 – avril 2011.	p. 250
Figure 8.9 : Budgets réalisés en contexte sédimentaire pour chacune des années de mesures.	p. 252
Figure 8.10 : Evolution des concentrations en MES dans la zone de transfert de la Seulles, entre les stations de mesure de Juvigny-sur-Seulles et de Tierceville au cours de l'automne et de l'hiver 2009 – 2010.	p. 254
Figure 8.11: Budget sédimentaire réalisé dans le bassin de la Seulles en domaine sédimentaire sur la période mai 2009 – avril 2010.	p. 255
Figure 8.12 : Budget sédimentaire réalisé en contexte sédimentaire de mai 2009 et avril 2011.	p. 256
Figure 8.13 : Budget sédimentaire réalisé à l'échelle du bassin versant de la Seulles sur la période comprise entre mai 2009 et avril 2011.	p. 257
Figure 8.14 : Synthèse des masses de sédiments produits et des contributions respectives des sources en sédiments dans le bassin versant sur la période mai 2009 – avril 2011.	p. 258
Figure 8.15 : Remobilisation de sédiments lors du drainage hivernal des têtes de bassins en domaine armoricain (A), rôle du réseau routier sur la connexion des écoulements de surface au cours d'eau (B).	p. 261

PARTIE IV

Chapitre 9 :

Figure 9.1 : Le cadre chronologique en Basse-Normandie (Clet-Pellerin in Lespez (Ed.), 2011).	p. 272
Figure 9.2 : Informations relatives aux échantillons datés par radiocarbone.	p. 273
Figure 9.3 : Localisation des transects sur lesquels des datations C ₁₄ sont disponibles.	p. 274
Figure 9.4 : Localisation et caractéristiques des datations acquises en contexte armoricain et sur la zone de transfert de la Seulles	p. 275
Figure 9.5 : Description stratigraphique du log C1 dans le transect de Chouain, dans la vallée de la Seulles.	p. 276
Figure 9.6 : Taux de sédimentation et de dégradation spécifique en contexte armoricain et sur la zone de transfert de la Seulles.	p. 278
Figure 9.7 : Remplissages alluviaux du bassin versant de la Mue, modifié d'après Lespez, 2008.	p. 279
Figure 9.8 : Taux de sédimentation et de dégradation spécifique en contexte sédimentaire, sur les bassins versants de la Thue et de la Mue.	p. 280
Figure 9.9 : Chrono-stratigraphie des dépôts alluviaux de la Seulles en contexte armoricain et sédimentaire	p. 281
Figure 9.10 : Exemples d'évolution des taux de sédimentation dans la plaine alluviale de quelques cours d'eau d'Europe de l'Ouest.	p. 284
Figure 9.11 : Répartition par classe de pente du bassin versant de la Seulles en contexte armoricain et sédimentaire	p. 285
Figure 9.12 : Transect ouest – est du sommet occidental de la Mue à Thaon (Flotté et al, 2008 in Germain-Vallée et Lepez, 2011)	p. 286
Figure 9.13 : Transect dans le fond de la vallée de la Thue à Loucelles, en amont de la RN 13.	p. 287
Figure 9.14 : Démarche méthodologique pour estimer le volume de colluvions stockés en amont d'un rideau de culture (d'après Macaire et al, 2002).	p. 289
Figure 9.15 : Localisation des transects et des sondages réalisés sur les versants en contexte armoricain.	p. 290
Figure 9.16 : Evolution des stockages colluviaux sur les 3 transects réalisés.	p. 291
Figure 9.17 : Variabilité de l'épaisseur des sols sur altérites de schiste en amont des haies.	p. 292
Figure 9.18 : Evaluation des colluvions et de l'érosion au cours de l'Holocène selon la méthode proposée par Rommens et al, 2005.	p. 294
Figure 9.19 : Localisation des sondages réalisés en amont du bassin versant de la Gronde.	p. 295
Figure 9.20 : Identification des zones d'érosion et de dépôts et de l'épaisseur de l'apparition de l'horizon Bt dans le bassin versant de la Gronde.	p. 296
Figure 9.21 : Budget sédimentaire Holocène de l'amont du bassin versant de la Gronde (d'après les	

résultats de Martineau, 2010).	p. 297
Figure 9.22 : Méthode de calcul de l'érosion et des dépôts moyens pour chaque classe de pente.	p. 297
Figure 9.23 : Extrapolation du modèle d'érosion aux bassins versants de la Thue et de la Mue et budget sédimentaire associé.	p. 298
Figure 9.24 : Exemples de taux de résidence et d'exports des sédiments pour différents budgets sédimentaires Holocène en Europe de l'ouest.	p. 300
Figure 9.25 : Evolution des profils pédologiques au cours de l'Holocène à Creully et Fontaine-Henry (Germain-Vallée et Lespez, 2011).	p. 301
Figure 9.26 : Evolution de la méthode de calcul de l'érosion et des dépôts moyens pour chaque classe de pente si l'on considère que l'ensemble des versants a subi une phase d'érosion	p. 302
Figure 9.27 : Budget sédimentaire Holocène des bassins de la Thue et de la Mue si l'on considère que l'ensemble des versants a subi une phase d'érosion.	p. 303
Figure 9.28 : Extrapolation du modèle d'érosion à l'ensemble de la vallée de la Seules en amont de la commune Creully.	p. 305
Figure 9.29 : Extrapolation du modèle d'érosion à l'ensemble du bassin versant de la Seules.	p. 306
Figure 9.30 : Etudes complémentaires à développer pour affiner le budget sédimentaire Holocène du bassin versant de la Seules.	p. 309

Chapitre 10 :

Figure n° 10.1 : Conséquences envisageables d'une augmentation des précipitations sur les dynamiques sédimentaires de la Seules.	p. 313
Figure n° 10.2 : Organisation du modèle SCALES, d'après Le Gouée et Delahaye, 2008.	p. 315
Figure n° 10.3 : Données d'entrée du modèle SCALES pour l'estimation de l'aléa érosif à l'échelle mensuelle (Le Gouée et al, à paraître).	p. 315
Figure 10.4 : Evolution de la pluviométrie régionales (%) à l'horizon 2100 d'après le scénario A1b du GIEC (Cantat et al, 2009).	p. 316
Figure 10.5 : Evolution saisonnière de la sensibilité des sols à l'érosion actuelle aux échelles annuelle et saisonnière	p. 317
Figure 10.6 : Evolution saisonnière de la sensibilité des sols à l'érosion actuelle à l'échelle mensuelle.	p. 318
Figure 10.7 : Evolution de l'aléa érosion des sols au cours de l'hiver et du mois d'octobre.	p. 320
Figure 10.8 : Evolution de l'aléa érosion des sols au cours des mois de novembre et décembre.	p. 321
Figure 10.9 : Evolution de l'aléa érosion des sols au cours des mois de janvier et février.	p. 322
Figure 10.10 : Variation intra-annuelle de la sensibilité des sols à l'érosion sous l'effet du changement climatique (scénario A1b).	p. 323

Table des matières

SOMMAIRE	1
REMERCIEMENTS.....	3
INTRODUCTION GENERALE.....	5
PARTIE 1 : CONTEXTE SCIENTIFIQUE ET PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE...	15
CHAPITRE 1 : CONTEXTE DE L'ETUDE ET OBJECTIFS DE LA RECHERCHE	17
1. Intérêts d'une approche systémique des transferts sédimentaires.....	18
1.1. Les intérêts d'une approche systémique en géomorphologie	18
1.2. Les concepts de système fluvial et d'hydrosystème fluvial	20
2. Processus à l'origine des transferts sédimentaires dans les hydrosystèmes fluviaux du nord-ouest de la France.....	22
2.1. Les processus de ruissellement sur les versants.....	22
2.2. Stockage et déstockage des sédiments au sein des systèmes fluviaux du nord-ouest de la France.....	28
3. Les intérêts d'une approche systémique en géomorphologie.....	32
3.1. Les dynamiques sédimentaires caractéristiques des cours d'eau de faible énergie.....	32
3.2. Quantification des transferts sédimentaires dans les cours d'eau de faible énergie.....	35
4. Enjeux scientifiques et contexte de recherche	37
4.1. Un questionnement original.....	37
4.2. Un contexte de recherche favorable à une approche intégrée des transferts sédimentaires	39
CHAPITRE 2 : PRESENTATION ET CHOIX DU SECTEUR D'ETUDE.....	43
1. Diversité des hydrosystèmes bas-normands	44
1.1. Une position d'interface entre le Bassin Parisien et le Massif Armoricain	44
1.2. Caractéristiques climatiques et pluviométriques régionales	46
1.3. Une grande diversité de pays hydrologiques.....	48
2. La Seulles : un bassin versant représentatif de la diversité des hydrosystèmes bas-normands	49
2.1. Justification du secteur d'étude	49
2.2. Des dynamiques hydrologiques variées	51
2.3. Caractéristiques paysagères et mise en valeur agricole	58
PARTIE 2 : DYNAMIQUES SPATIALES ET TEMPORELLES DES TRANSFERTS SEDIMENTAIRES DANS LES COURS D'EAU.....	65
CHAPITRE 3 : METROLOGIE DES TRANSFERTS SEDIMENTAIRES DANS LES HYDROSYSTEMES DE FAIBLE ENERGIE.....	67
1. Organisation du réseau de mesure dans le bassin versant.....	68
1.1. Logique d'organisation du réseau de mesure dans le bassin versant.....	68
1.2. Choix des bassins versants représentatifs et localisation des sites de mesures.....	69
2. Métrologie des transferts sédimentaires en suspension	74
2.1. Suivi à haute fréquence des flux sédimentaires en suspension	74
2.2. Mesure des débits liquides.....	80
2.3. Acquisition des données pluviométriques	84
3. Post-traitements et analyses de laboratoire	85
3.1. Mise en place des corrélations turbidité – [MES].....	85
3.2. Vérification et lissage des données de turbidité.....	88

CHAPITRE 4 : QUANTIFICATION ET TEMPORALITES DES TRANSFERTS SEDIMENTAIRES.....	91
1. Contexte pluviométrique et hydrologique de la période de mesure	92
1.1. Contexte pluviométrique	92
1.2. Contexte hydrologique.....	98
1.3. Données de transferts sédimentaires disponibles	99
2. Quantification des flux sédimentaires à l'échelle annuelle et saisonnière	100
2.1. Quantification des flux sédimentaires à l'échelle annuelle.....	100
2.2. Quantification des flux sédimentaires à l'échelle saisonnière	105
2.3. Les facteurs explicatifs des rythmes saisonniers des flux de MES.....	105
3. Dynamique temporelle des transferts sédimentaires à l'échelle infra-saisonnière	108
3.1. En domaine armoricain	108
3.2. En contexte de transition entre le Massif Armoricain et le Bassin Parisien.....	113
3.3. Temporalité des transferts en domaine sédimentaire	116
CHAPITRE 5 : DYNAMIQUES AMONT – AVAL DES TRANSFERTS SEDIMENTAIRES.....	121
1. Identification des stockages sédimentaires au sein des bassins versants représentatifs.....	123
1.1. Analyse des relations [MES] – débit, éléments de cadrage méthodologiques	123
1.2. Dynamiques de stockage – déstockage sédimentaire dans le bassin versant de Lingèvres	126
1.3. Le cas du bassin versant de la Petite Seuline	135
2. Analyse des stockages intermédiaires dans la zone de transfert de la Seulles.....	145
2.1. Une dynamique de stockage généralisée en période printanière et estivale	146
2.2. L'efficacité hydrologique du bassin versant comme facteur déclenchant des déstockages sédimentaires de chenaux.....	148
3. Reconstitution des dynamiques amont – aval des transferts sédimentaires dans le bassin versant de la Seulles.....	150
PARTIE 3 : DETERMINATION DE L'ORIGINE DES SEDIMENTS DANS LE BASSIN VERSANT	157
CHAPITRE 6 : EVALUATION DE LA CONTRIBUTION DES VERSANTS.....	159
1. Sensibilité des sols à l'érosion et modes de transfert du ruissellement érosif sur les versants.....	161
1.1. Evaluation du potentiel érosif des sols à l'échelle de la parcelle agricole.....	161
1.2. Influence des structures linéaires sur le cheminement des écoulements de surface sur les versants...	165
1.3. Vers l'analyse de la connectivité hydrologique d'un bassin versant.....	170
2. Analyse spatiale des dynamiques de ruissellement sur les versants.....	173
2.1. Démarche méthodologique.....	173
2.2. Réalisation d'un diagnostic environnemental des connexions hydrologiques dans les bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline.....	174
2.3. Cartographie des connexions hydrologiques.....	180
2.4. Rôle de l'organisation de l'occupation du sol dans les îlots connectés au cours d'eau.....	182
2.5. Bilan – discussion	185
3. Quantification de la contribution des versants	186
3.1. Démarche méthodologique.....	186
3.2. Résultats.....	189
CHAPITRE 7 : EVALUATION DE LA CONTRIBUTION DES STOCKS DE FONDS DE VALLEES	203
1..... Evaluation de la capacité des dépôts de fons de vallées à contribuer à la charge solide transportée par la Seulles	205
1.1. Estimation du volume de sédiments stockés dans les fonds de vallées.....	205

1.2.	Conversion du volume des dépôts de fonds de vallées en masse	210
1.3.	Evaluation des puissances spécifiques.....	219
2.	Quantification de la contribution des berges à la charge solide du cours d'eau	221
2.1.	Démarche méthodologique générale.....	222
2.2.	Définition de tronçons présentant des niveaux d'érosion homogènes	223
2.3.	Quantification des reculs de berges.....	227
2.4.	Démarche d'extrapolation des reculs à l'échelle des bassins versants.....	231
2.5.	Discussion.....	235
CHAPITRE 8 : LE BUDGET SEDIMENTAIRE COMME OUTIL D'IDENTIFICATION DES PRINCIPALES SOURCES EN SEDIMENTS DANS LE BASSIN DE LA SEULLES.....		241
1.	Mise en place du budget sédimentaire du bassin versant de la Seulles sur la période 2009 – 2011	242
1.1.	Réalisation des budgets sédimentaires des bassins versants de Lingèvres et de la Petite Seuline.....	244
1.2.	Mise en place de budgets sédimentaires à l'échelle du bassin versant de la Seulles	246
2.	Discussion	259
2.1.	Les facteurs à l'origine d'une contribution élevée des têtes de bassins versants.....	259
2.2.	A l'aval, une contribution issue principalement des stockages de fonds de vallées	262
2.3.	La localisation des entrées sédimentaires et leur contribution respectives comme facteurs de contrôle de l'évolution du niveau d'érosion spécifique dans le bassin de la Seulles.....	264
PARTIE 4 : MISE EN PERSPECTIVE TEMPORELLE DES TRANSFERTS SEDIMENTAIRES ACTUELS.....		267
CHAPITRE 9 : EVALUATION DE LA CONTRIBUTION DES VERSANTS.....		269
1.	Analyse chrono-stratigraphique des stocks de fonds de vallées.....	271
1.1.	Préambule	271
1.2.	Chrono-stratigraphie holocène des dépôts de fonds de vallées et évolution des taux de sédimentation dans la plaine alluviale	274
1.3.	Discussion.....	282
2.	Evaluation du niveau d'érosion des sols et du colluvionnement	288
2.1.	Erosion et colluvionnement sur le massif ancien.....	289
2.2.	Erosion et colluvionnement en domaine sédimentaire : le cas des bassins versants de la Thue et de la Mue	293
2.3.	Vers un budget sédimentaire Holocène du bassin versant de la Seulles : démarche exploratoire.....	304
CHAPITRE 10 : LE DEVENIR DES TRANSFERTS SEDIMENTAIRES : ELEMENTS DE PROSPECTIVE.....		311
1.	Evolution des transferts sédimentaires dans un contexte de changement climatique.....	312
1.1.	Conséquences de l'évolution des précipitations sur les dynamiques sédimentaires d'un bassin versant	312
1.2.	Démarche méthodologique.....	314
1.3.	Résultats.....	316
1.4.	Discussion.....	323
2.	L'impact de la mise en place de la DCE sur les transferts sédimentaires des cours d'eau de faible énergie.....	325
CONCLUSION GENERALE		329
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES		339
LISTE DES FIGURES		357
TABLE DES MATIERES.....		365